



UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

Agradación fluvial en la llanura deltaica de Haslital (Alpes Suizos). Análisis de facies sedimentarias y modelización cronoestratigráfica

Jaime Llorca Ballester



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 3.0. Spain License.**

JAIME LLORCA BALLESTER

AGRADACIÓN FLUVIAL EN LA LLANURA DELTAICA DE HASLITAL (ALPES SUIZOS)

ANÁLISIS DE FACIES
SEDIMENTARIAS Y
MODELIZACIÓN
CRONOESTRATIGRÁFICA



Facultat de Geografia i Història
Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional
Programa de Doctorat - GEOGRAFIA, PLANIFICACIÓ TERRITORIAL I GESTIÓ
AMBIENTAL



TESIS DOCTORAL

**Agradación fluvial en la llanura deltaica de Haslital
(Alpes Suizos). Análisis de facies sedimentarias y mo-
delización cronoestratigráfica.**

Memoria presentada por
Jaime Llorca Ballester
para optar al grado de Doctor

Director y tutor de la tesis:
Dr. Lothar Schulte

Barcelona, noviembre de 2015

Diseño de la cubierta: Amaya Román.

Imagen de la cubierta:

Ile vue de la vallée de Hassli, et de la tête de Lac de Brienz, dans le Canton de Berne.

Ilustradores: F.A. Aveline, N. Pérignon.

En: De Laborde, J.B., von Zurlauben, B.F. 1780-1788. Tableaux topographiques, pittoresques, physiques, historiques, moraux, politiques, littéraires, de la Suisse. De Clousier, Paris.

Imagen cedida por Viatimages/Bibliothèque cantonale et universitaire - Lausanne.

A Carme Agulló

“Era un mes de agosto excepcionalmente hermoso; los días se sucedían idénticos, radiantes, sin la menor amenaza de tormenta, sin que nada hiciera presagiar ningún final. Michel la cogía de la mano; solían sentarse en un banco al borde del Grand Morin. La hierba de la ribera estaba calcinada, casi blanca; bajo la sombra de las hayas, el río desplegaba indefinidamente sus líquidas ondulaciones, de un verde oscuro. El mundo exterior tenía sus propias leyes, y esas leyes no eran humanas.”

Michel Houellebecq. *Las partículas elementales*.

FINANCIACIÓN

Este trabajo ha sido realizado en el seno del Grupo de Investigación Fluvalps, perteneciente al Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional de la Universitat de Barcelona.

Ha sido financiado por medio de una ayuda predoctoral del Programa de Formación de Personal Investigador (FPI; BES-2010-038272), asociada al Proyecto “Sensibilidad de ríos alpinos al cambio global: registros paleoambientales y modelización de eventos extremos” (CGL2009-06951), en el marco del Programa Nacional de Formación de Recursos Humanos de Investigación, Plan Nacional de Investigación Científica, Desarrollo e Innovación Tecnológica 2008-2011 (Secretaría de Estado de Investigación - Ministerio de Ciencia e Innovación).

La estancia en 2012 en el Geographisches Institut de la Universität Bern (Suiza), fue financiada por el Programa de ayudas para estancias breves en Centros de I+D (FPI-MICINN) de la Convocatoria 2011 (EEBB-I-12-05320).

La estancia de 2013 en el Geographisches Institut de la Universität Bern (Suiza), fue financiada por el Programa de ayudas para estancias breves en Centros I+D (FPI-MINECO) de la Convocatoria de 2012 (EEBB-I-13-06632).

La concesión del galardón ICREA Academia al Dr. Lothar Schulte permitió costear parte de los análisis de XRF y dataciones de ^{14}C .

AGRADECIMIENTOS

Abstracción. Según la RAE: “acción y efecto de abstraer o abstraerse”. Ok. Pues abstraer: “separar por medio de una operación intelectual un rasgo o cualidad de algo para analizarlos aisladamente”. Y abstraerse: “concentrarse en los propios pensamientos apartando la mente de la realidad inmediata”, o bien “retirarse o recogerse, apartándose del trato social”. La primera acepción describe acertadamente mi percepción sobre el proceso de investigación que he llevado a cabo en esta tesis; perdiendo, en ocasiones, la perspectiva sobre lo analizado en favor de la representación estadística y la modelización. En cuanto a la reclusión: esa ha sido exactamente la manera que he encontrado para finalizar el trabajo durante el último año.

Dos cosas. Primero: no es más que un río. Conviene tenerlo siempre presente. Y segundo: sin el apoyo y la colaboración de compañeros, amigos y familia no habría sido capaz de completar la tarea. Gracias a todos ellos por haberme ayudado a corregir ambas formas de abstracción.

En primer lugar, quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Lothar Schulte, quien ha dirigido este trabajo, por la confianza depositada en mí al acogerme en el Grupo de Investigación Fluvalps. Agradezco su constante apoyo durante estos cinco años de trabajo en común. Gracias a su orientación, y a su capacidad de transmitir su conocimiento geomorfológico y sedimentológico, hemos conseguido llevar a término esta tesis doctoral. Me ha brindado, además, la oportunidad de conocer los Alpes Suizos en las diferentes campañas de trabajo de campo (que han sido duras, pero también muy divertidas). Ha sido un periodo de intenso aprendizaje para mí, que difícilmente podré olvidar.

Gracias al Dr. Filipe Carvalho, por la inagotable ayuda que me ha prestado desde el momento en que llegué a Barcelona. Me enseñó a sondear y a trabajar en el laboratorio. Durante este tiempo hemos mantenido innumerables discusiones (científicas o no), que he disfrutado enormemente. Su colaboración en todos los aspectos de la tesis ha sido vital para mí, y, particularmente, para desarrollar el modelo de agradación en SIG. Estoy en deuda con él.

Quiero mostrar mi agradecimiento igualmente a los compañeros del grupo que me han prestado su ayuda en el trabajo de campo en los Alpes. Gracias a Justino Losada (el rey de la tabla Munsell), por todas las horas que hemos compartido en ese valle a la intemperie; y en el despacho de becarios (donde, probablemente, haya perdido buena parte de su capacidad auditiva). Gracias a Juan Carlos Peña por su colaboración en los sondeos (le debo, como mínimo, una caja de Rugenbräu). Gracias a Natalia Martín por su ayuda, y por las descripciones de sondeo más pulcras que he visto jamás. Gracias a Sebastian y Johanna, que fueron fundamentales para conseguir una comunicación “fluida” con la población local. Agradezco también a Elena Rallo su ayuda en la campaña de 2011.

Igualmente, quiero dar las gracias a todos los propietarios y granjeros del valle Hasli que nos han permitido (a pesar del amor que sienten por sus pastos) sondear en sus parcelas. Y a los Balmer, que no han fallado una sola predicción meteorológica.

Gracias al Dr. Xavier Úbeda, responsable del laboratorio de Geografía Física, por estar siempre disponible para resolver cualquier problema que se pudiera presentar. Hago extensivo este agradecimiento al Departament de Geografia Física i AGR de la UB.

Estoy muy agradecido al Dr. Heinz Veit, que me acogió en su grupo de investigación durante mis estancias en Berna. Su buena disposición facilitó en gran medida el desarrollo de mi trabajo en el GIUB. Igualmente, quiero agradecer a la Dra. Daniela Fischer su paciente ayuda, que me permitió llevar a cabo los análisis de granulometría. Además, quiero dar las gracias al Dr. Iván Hernández y a Leonor Rodrigues (y al resto de los que trabajaban en el laboratorio), que siempre estuvieron dispuestos a echarme una mano.

De mis estancias en el MARUM de Bremen, bajo la supervisión de la Dra. Röhl, quiero dar las gracias a Vera Lukies y al Dr. Thomas Westerhold, que me enseñaron a utilizar el equipo de escaneo XRF y me ayudaron a entender los registros geoquímicos de los sondeos.

Durante los años de trabajo en el departamento he compartido despacho y laboratorio (y cervezas) con unos cuantos buenos compañeros: Óliver, Edi, Jorge, Txell, Marcos, Carlos, Nivaldo, Lluís, Pablo, Male, Xavi, y todos los demás. Gracias por el apoyo (y por las risas). Quiero agradecer particularmente a Marta Baró, pues, si bien apenas coincidimos unos meses, sus explicaciones me fueron de gran ayuda para entender el proyecto cuando estaba recién llegado.

No me olvido de quien me abrió la primera puerta a la investigación. Quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Juan José Sanz Donaire y a la Dr. M^a Eugenia Pérez, del Departamento de Geografía Física y AGR de la UCM, por permitirme trabajar con ellos durante mi beca de colaboración en 2007. A su lado aprendí a analizar series de datos climáticos, pero, sobre todo, entendí cuánto me gustaba el trabajo de investigación.

En el plano personal, quiero dar las gracias a mis amigos de Madrid por el apoyo y la complicidad (ya pueden dejar de preguntarme si he acabado “eso que hago”). En particular, a Jorge, que siempre ha tenido palabras de ánimo para mí (y que me mantiene al tanto de la actualidad del Hearts FC); y a David, por las clases de química básica para geógrafos. Gracias también a Toni Llorca, que facilitó mi retiro en Finestrat. Y a Amaya, por haber diseñado la cubierta en tiempo récord.

Estoy profundamente agradecido a Jero y a Cris (y a María y Júlia), porque han hecho aun mejor nuestra vida en Barcelona. Porque andar en bicicleta es más divertido cuando vas acompañado. Y si a la vuelta hay arroz, ya flipas.

Si he llegado a este punto es gracias a la paciencia infinita y el apoyo incondicional de mi familia. A mis padres, Pilar y José Vicente, y mi hermana, Eva: gracias por estar despiertos de madrugada. Gracias a mi tío Jaime, que siempre encuentra las palabras adecuadas para hacerme ver qué es importante y qué no lo es tanto. Con ellos cuatro todo es más fácil.

Y por último, aunque siempre es la primera, a Bea. Gracias por haber sabido disculpar las ausencias, por la comprensión en momentos regulares, por compartirlo todo conmigo (incluida esta tesis, que es tan mía como suya). En fin, porque es la mejor. Así de sencillo.

Barcelona, noviembre de 2015.

RESUMEN

El delta de Haslital (12 km de largo, 1 km de ancho), en los Alpes Berneses, ha progradado en el lago Brienz tras la retirada progresiva del glaciar Aare después del Último Máximo Glacial. Los deltas formados en cubetas de sobreexcavación glaciar pleistocenas constituyen cuencas sedimentarias de gran efectividad. El estudio de los registros sedimentarios en estas formaciones, así como la reconstrucción del proceso de agradación aluvial, proporcionan información sobre la dinámica fluvial, y los cambios ambientales y antropoinducidos ocurridos en las cuencas hidrográficas alpinas.

Se reconstruye la litoestratigrafía de la llanura deltaica mediante cuatro secciones transversales a la dirección general del delta, formadas cada una de ellas por más de 25 sondeos someros (2 m de profundidad) y dos sondeos profundos (profundidad variable, hasta 9 m). El modelo cronológico de las secciones se calcula por medio de dataciones AMS ^{14}C , en combinación con datos históricos de paleoinundaciones y migración de los canales (Schulte *et al.*, 2015), lo que permite establecer una interpretación cronoestratigráfica precisa de la dinámica aluvial más moderna. La identificación de diferentes facies sedimentarias propias de la arquitectura fluvial aporta información sobre los cambios en los procesos de acreción vertical y lateral (Houben, 2007). La localización y geometría de facies sepultadas de canal-*levée* (unidades de gravas y arenas gruesas) muestran la posición del lecho del Aare en la llanura de inundación. Los resultados indican una notable movilidad del lecho (siguiendo un patrón oscilatorio) durante el Holoceno Tardío. Asimismo, facies de depósitos finos, con alto contenido de materia orgánica, y niveles turbosos denotan la existencia de áreas estables, en las que las inundaciones presentan una baja incidencia.

Se analiza la textura (por difracción láser), la geoquímica (por fluorescencia de rayos X), y el contenido de carbono orgánico (método LOI) de las facies sedimentarias, que corresponden a los diferentes ambientes deposicionales internos de la llanura aluvial: depósitos de canal, de *levée* y *crevasse splay*, de *overbank* (e.g. Hoffmann, 2006; Houben, 2007; Erkens, 2009), y de depresión interdistributaria (Schulte *et al.*, 2009), con el fin de establecer las propiedades físico-químicas distintivas de cada uno de ellos. Los resultados sugieren una vinculación entre el carácter textural y geoquímico de las distintas unidades, cuya estructura está definida por la clasificación granulométrica, la litología de las áreas fuente y los procesos postsedimentarios (Schulte *et al.*, 2015). Una vez caracterizados los ambientes deposicionales, se estudian las tasas de agradación y el nivel de representatividad (cuantificación volumétrica) de cada uno de ellos en el conjunto de la llanura de inundación, con el fin de determinar la variabilidad espacial del proceso de agradación. La reconstrucción de alta resolución de la disposición de las facies permite expresar los resultados en términos de masa de material almacenado, por medio de la aplicación de coeficientes de densidad aparente (Brown *et al.*, 2009). La tasa de agradación desciende longitudinalmente desde al ápice hacia el sector distal de la llanura deltaica; e

indica también un descenso proporcional a la distancia del canal, que revela la mayor o menor interconexión de los ambientes deposicionales con los eventos de inundación. Ambos resultados apuntan a un crecimiento asimétrico de la llanura de inundación.

Finalmente, se ha realizado un modelo 3D en SIG para calcular el volumen de material fluvial almacenado según ventanas temporales de 300 años, y detectar así las posibles tendencias temporales en la agradación de la llanura aluvial. Los resultados del modelo se analizan en relación a los factores externos que controlan el proceso de sedimentación en el delta de Hasli. Las pulsaciones de agradación muestran su vinculación a forzamientos climáticos (variabilidad de baja frecuencia) y/o antrópicos (cambios en los usos del suelo, acciones de gestión hidráulica), y la reorganización interna local del sistema.

Desde el punto de vista metodológico, se considera que el enfoque, basado en la modelización cronoestratigráfica de facies sedimentarias, proporciona una explicación tanto de la componente espacial como de la componente temporal del proceso de acumulación fluvial en la llanura deltaica; y genera información válida para la gestión local de riesgos de inundación, en relación al problema de la agradación en llanuras de inundación y cursos fluviales.

ABSTRACT

The Hasli delta (12 km long, 1 km wide), located in the Bernese Alps, has prograded on Lake Brienz during the last 16000 years, after the retreat of the Aare glacier at the end of the last glaciation. The deltas formed in Pleistocene glacial overdeepened valleys constitute highly effective sediment sinks, thus the study of sedimentary records in these formations, as well as the reconstruction of alluvial aggradation processes, provide information on river dynamics and environmental and human induced changes in alpine watersheds.

This work performs a lithostratigraphical reconstruction of the Hasli delta plain by analyzing four cross sections, wherein each is formed by more than 25 shallow boreholes (2 m deep) and two deep boreholes (variable depth up to 9 m). The chronological model of the cross sections is obtained by AMS ^{14}C datings, together with information of paleofloods and channel migration compiled from historical sources (Schulte et al., 2015), which provides a precise chronostratigraphic interpretation of the most recent alluvial dynamics. The identification of different sedimentary facies associated with the fluvial architecture structures provides information on changes of vertical and lateral accretion processes (Houben, 2007). The location and geometry of buried channel-levee facies (gravel and coarse sand layers) indicate the past position of the Aare bed in the floodplain. Results show a significant mobility of the riverbed (following an oscillatory pattern) during the Late Holocene. Furthermore, fine sedimentary deposits and peat layers represent the existence of stable areas where floods have a low incidence.

The analysis of texture (laser diffraction), geochemistry (XRF core scanner) and organic carbon content (LOI) is performed in different sedimentary facies that correspond to the distinct depositional environments of the floodplain, such as: channel, levee and crevasse splay, overbank (e.g. Hoffmann, 2006; Houben, 2007; Erkens, 2009), and interdistributary depressions (Schulte et al., 2009). This analysis allows the characterization of the physical and chemical properties of each facies. The results suggest a link between textural and geochemical properties of the different units, whose structure is defined by grain size sorting, lithology of source areas, and post sedimentary processes (Schulte et al., 2015). Once the depositional environments properties are established, their aggradation rates are analyzed, and a volumetric quantification is performed, in order to determine the spatial variability of the aggradation process derived from the different units. The high resolution reconstruction of the facies architecture also allows to estimate the stored material mass, by considering the bulk density coefficients of each unit (Brown et al., 2009). The analysis of aggradation rates shows a longitudinal decrease from the apex towards the distal section of the delta plain; and also indicates a proportional reduction with distance to the channel, which is related to the interconnection degree of depositional environments with flood events. Both results point to an asymmetrical growth of the floodplain.

Finally, a GIS 3D model is executed in order to calculate the fluvial sediment storage, which is subdivided in 300-year time slices, thus contributing to identify temporal trends in floodplain aggradation. The results are analyzed in relation to external factors controlling sedimentation processes in the Haslital delta, and show the influence of climate and/or anthropogenic changes (land-use changes, hydraulic management), as well as the local internal system settings.

From a methodological point of view, it is considered that the facies-based approach implemented in this work, based on the chronostratigraphical modeling of sedimentary units, provides an explanation of both the spatial and temporal components of delta plain sedimentary accumulation; and provides valid information for local flood risk management, concerning the problem of floodplain (and fluvial systems) aggradation.

ÍNDICE

RESUMEN / ABSTRACT.....	xv/xvii
LISTADO DE FIGURAS.....	xxiv
LISTADO DE TABLAS.....	xxviii
LISTADO DE ACRÓNIMOS.....	xxx
 1. INTRODUCCIÓN.....	 1
1.1. OBJETIVOS.....	5
1.2. ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	7
 2. ÁREA DE ESTUDIO.....	 9
2.1. LOS ALPES. CARACTERIZACIÓN FISIOGEOGRÁFICA GENERAL.....	11
2.1.1. Tectónica y evolución geológica.....	12
2.2. VARIABILIDAD AMBIENTAL EN LOS ALPES DURANTE EL HOLOCENO.....	17
2.3. LA CUENCA ALTA DEL RÍO AARE (EL VALLE HASLI).....	22
2.3.1. Geología y geomorfología.....	24
2.3.2. Clima.....	27
2.3.3. Hidrología y actividades de gestión hidráulica.....	30
2.3.4. Usos del suelo / Ocupación histórica del territorio.....	32
 3. METODOLOGÍA.....	 37
3.1. TRABAJO DE CAMPO.....	39
3.1.1. Perfiles de sondeos.....	39
3.1.2. Sondeos.....	41
3.1.3. Descripción litoestratigráfica de registros sedimentarios.....	43
3.1.4. Cartografía de paleocanales y estructuras fluviales.....	44
3.2. TRABAJO DE LABORATORIO.....	44
3.2.1. Loss on ignition (LOI). Estimación del carbono orgánico en muestras de sedimentos.....	45
3.2.2. Grain size analysis. Estudio de granulometría (textura) de sedimentos.....	47
3.2.3. Fluorescencia de rayos-X (XRF). Análisis geoquímico de sedimentos.....	53
3.3. DATACIONES ¹⁴ C. MODELOS GEOCRONOLÓGICOS.....	56
3.4. TASAS DE AGRADACIÓN.....	59
3.5. CÁLCULO DEL VOLUMEN DE SEDIMENTOS ALMACENADO Y MODELIZACIÓN EN SIG.....	61
3.6. RESUMEN DE MÉTODOS Y MATERIAL DISPONIBLE.....	64

4. RECONSTRUCCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA Y DINÁMICA HISTÓRICA DEL PROCESO DE AGRADACIÓN EN LA LLANURA DELTAICA DE HASLI	67
4.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN	69
4.2. PERFIL AP-1	75
4.2.1. Morfología de la llanura de inundación	78
4.2.2. Reconstrucción litoestratigráfica	80
4.2.3. Modelo cronoestratigráfico: el proceso de agradación en los últimos 2800 años	82
4.3. PERFIL AP-2	85
4.3.1. Morfología de la llanura de inundación	88
4.3.2. Reconstrucción litoestratigráfica	90
4.3.3. El deslizamiento de Bitschi	92
4.3.4. Modelo cronoestratigráfico: el proceso de agradación en los últimos 2200 años	96
4.4. PERFIL AP-3	98
4.4.1. Morfología de la llanura de inundación	100
4.4.2. Reconstrucción litoestratigráfica	102
4.4.3. Modelo cronoestratigráfico: el proceso de agradación en los últimos 1900 años	105
4.5. PERFIL AP-5	108
4.5.1. Morfología de la llanura de inundación	111
4.5.2. Reconstrucción litoestratigráfica	113
4.5.3. El frente deltaico	115
4.5.4. Modelo cronoestratigráfico: el proceso de agradación en los últimos 1000 años	118
4.6. VARIABILIDAD ESPACIAL DE LOS DEPÓSITOS SUPERFICIALES EN LA LLANURA DELTAICA	121
4.7. CONCLUSIONES E INCERTIDUMBRES	123
 5. CARACTERIZACIÓN TEXTURAL Y GEOQUÍMICA DE FACIES SEDIMENTARIAS EN LA LLANURA DELTAICA DE HASLI	 127
5.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN	129
5.2. TEXTURA	132
5.2.1. Análisis de clusters según distribuciones de granulometría. Concepto y método	135
5.2.2. Distribuciones medias de granulometría según ambientes sedimentarios	138
5.3. GEOQUÍMICA	141
5.3.1. Análisis factorial de la composición geoquímica. Concepto y método	141
5.3.2. Caracterización geoquímica de facies sedimentarias	147

5.4. LA VARIABILIDAD GEOQUÍMICA COMO INDICADOR INDIRECTO DE LA TEXTURA DE LAS FACIES.....	151
5.5. CONCLUSIONES.....	155
6. TASAS DE AGRADACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LA VARIABILIDAD SEDIMENTARIA EN LA LLANURA DELTAICA DE HASLI.....	159
6.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN.....	161
6.2. TASAS DE AGRADACIÓN.....	163
6.2.1. Tasas de agradación en los perfiles AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5: comparativa.....	164
6.2.2. Tasas de agradación según ambientes sedimentarios: comparativa.....	167
6.2.3. Relación entre tasa de agradación y proximidad al canal.....	172
6.3. CUANTIFICACIÓN DE LA VARIABILIDAD SEDIMENTARIA.....	174
6.3.1. Composición volumétrica por facies de las secciones AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5.....	177
6.3.2. Cuantificación del aporte de material según ambientes sedimentarios.....	188
6.4. CONCLUSIONES.....	192
7. MODELIZACIÓN SIG DE LA ACUMULACIÓN SEDIMENTARIA FLUVIAL EN LA LLANURA DELTAICA DE HASLI.....	195
7.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN.....	197
7.2. PERFILES DE SONDEOS: MODELIZACIÓN SIG.....	199
7.2.1. Concepto y especificaciones del modelo.....	199
7.2.2. Resultados de la modelización por perfiles e intervalos temporales de 300 años.....	200
7.2.3. Pautas temporales de agradación y su vinculación con forzamientos naturales y antrópicos.....	203
7.3. ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN TOTAL ALMACENADO EN LA LLANURA DELTAICA EN LOS ÚLTIMOS 1300 AÑOS.....	211
7.3.1. Concepto y método.....	211
7.3.2. Resultados.....	212
7.4. ERROR E INCERTIDUMBRE DE LA MODELIZACIÓN.....	216
7.5. CONCLUSIONES.....	220
8. CONCLUSIONES FINALES / FINAL REMARKS.....	223 /231
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	237
ANEXO (Descripciones litoestratigráficas de sondeos).....	261

LISTADO DE FIGURAS

Figura 2.1. Partición fisiogeográfica de los Alpes, según Marazzi (2005). El área de estudio, la cuenca alta del río Aare, se localiza en los Alpes Berneses.

Figura 2.2. Mapa tectónico de los Alpes. Modificado de Dal Piaz *et al.* (2013).

Figura 2.3. Temperatura estival durante el Holoceno reconstruida para el lago Hintenburgsee en los Alpes Suizos (Heiri *et al.*, 2003).

Figura 2.4. Variabilidad climática durante el Holoceno Superior (Büntgen *et al.*, 2011; Steinhilber *et al.*, 2009; Solanki *et al.*, 2004; Wirth *et al.*, 2013).

Figura 2.5. Superior: nacimiento del río Aare. Inferior: llanura deltaica de Hasli vista desde Hasliberg.

Figura 2.6. Cuenca alta del río Aare. En la imagen inferior izquierda, localización en el contexto alpino.

Figura 2.7. Mapa y corte geológico de la cuenca alta del Aare.

Figura 2.8. Precipitación y temperatura en la cuenca del alto Aare (datos instrumentales).

Figura 2.9. Red hidrográfica y glaciares en la cuenca alta del Aare.

Figura 2.10. Esquema de las presas e instalaciones hidroeléctricas en la cuenca alta del Aare.

Figura 2.11. Principales usos del suelo en la región del alto Aare.

Figura 3.1. Localización de perfiles en el valle Hasli. Sondeos realizados en cada perfil.

Figura 3.2. Sondeo manual con sonda Pürckhauer (izquierda). Ejemplo de la muestra de sedimentos obtenida (derecha).

Figura 3.3. Ejecución de un sondeo con sonda cerrada.

Figura 3.4. Ejemplo de registros sedimentarios en sonda abierta (izquierda), y en sonda cerrada (tubo de pvc) (derecha).

Figura 3.5. Ejemplo de descripción litoestratigráfica de un sondeo somero realizada durante el trabajo de campo.

Figura 3.6. Localización de la cartografía de paleocanales y estructuras fluviales realizada en la llanura deltaica.

Figura 3.7. Ejemplo de distribución del tamaño de las partículas de una muestra del *core* AA-10.

Figura 3.8. Ejemplos de comparación de mediciones entre muestras oxidadas y muestras no tratadas (*grain laser diffraction*).

Figura 3.9. Resultados de la comparación entre submuestras oxidadas con H_2O_2 (B) y submuestras cuya materia orgánica ha sido eliminada por combustión (A).

Figura 3.10. Equipo de escaneo XRF en el centro MARUM (Universität Bremen, Alemania).

Figura 3.11. Ejemplo de espectros obtenidos para una misma muestra con las diferentes configuraciones del escáner XRF. Muestra: AA-21, 579 cm.

Figura 3.12. Ejemplo del cálculo de tasas de agradación (mm/año) a partir del modelo cronológico. Sondeo AA-21.

Figura 3.13. Anomalía de temperaturas de verano (JJA) en Europa respecto al periodo 1901-2000 reconstruida a partir de registros dendrocronológicos (Büntgen *et al.*, 2011).

Figura 3.14. Ejemplo del cálculo de isocronas basadas únicamente en interpolación lineal de los puntos de datación.

Figura 3.15. Esquema simplificado del cálculo de volumen por sustracción.

Figura 4.1. Esquema idealizado del sistema fluvial. Modificado de Schumm (1977) y Arche (2010).

Figura 4.2. Sistemas fluviales y arquitectura sedimentaria según Galloway (1981). Gráfico de Arche (2010).

Figura 4.3. Esquema simplificado de ambientes sedimentarios y depósitos asociados en un sistema meandriforme.

Figura 4.4. Localización del perfil AP-1 en la llanura deltaica (imagen superior) y distribución de los sondeos que lo componen (imagen inferior).

Figura 4.5. Corte topográfico del perfil AP-1.

Figura 4.6. Morfología superficial de la llanura deltaica en el perfil AP-1.

Figura 4.7. Talud de derrubios de Rieseten. Izquierda: vista desde la llanura deltaica de Hasli. Derecha: detalle de la cabecera.

Figura 4.8. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-1.

Figura 4.9. Esquema idealizado de sedimentación en barras de meandro (Donselaar y Overeem, 2008).

Figura 4.10. Cronología del perfil AP-1 según ventanas temporales de 300 años.

Figura 4.11. Localización del perfil AP-2 en la llanura deltaica (imagen superior) y distribución de los sondeos que lo componen (imagen inferior).

Figura 4.12. Perfil topográfico de la sección AP-2.

Figura 4.13. Cartografía morfológica superficial AP-2.

Figura 4.14. Detalle de cartografía de Schulte *et al.* (2015). Localización del puente de Wilerbrügg y el dique artificial construido para desviar el curso.

Figura 4.15. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-2.

Figura 4.16. Depósitos fluviales vs. depósitos de vertiente en el sondeo AA-21. Deslizamiento de Bitschi.

Figura 4.17. Cronoestratigrafía del perfil AP-2 según ventanas temporales de 300 años.

Figura 4.18. Localización del perfil AP-3 en la llanura deltaica (imagen superior) y de los sondeos que lo componen (mapa inferior).

Figura 4.19. Corte topográfico de la sección AP-3.

Figura 4.20. Cartografía morfológica superficial del perfil AP-3.

Figura 4.21. Detalle del mapa de Miranj (1762).

Figura 4.22. Detalle de cartografía de la red de drenaje subterránea en la sección del perfil AP-3.

Figura 4.23. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-3.

Figura 4.24. Modelo cronológico del perfil AP-3. División según ventanas temporales de 300 años.

Figura 4.25. Localización del perfil AP-5 en la llanura deltaica de Hasli (mapa superior) y de los sondeos que lo componen (mapa inferior).

Figura 4.26. Perfil topográfico de la sección AP-5.

Figura 4.27. Mapa de la morfología superficial de la sección AP-5.

Figura 4.28. Inundaciones en agosto de 2005 en el sector distal de la llanura deltaica de Hasli y la localidad de Brienzen.

Figura 4.29. Actividad extractiva en el frente deltaico (Brienzen).

Figura 4.30. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-5.

Figura 4.31. Esquema de la evolución reciente del frente de progradación del delta en el lago Brienzen.

Figura 4.32. Ejemplos de cartografía histórica representativa de los cambios del canal y el frente de progradación.

Figura 4.33. Modelo cronoestratigráfico del Perfil AP-5 según ventanas temporales de 300 años.

Figura 4.34. Variabilidad espacial de la textura de los sedimentos superficiales en la llanura deltaica.

Figura 5.1. Litoestratigrafía del sondeo AA-21 a partir de descripción de campo (a); y textura de sedimentos, mediante análisis por difracción láser (b).

Figura 5.2. Distribuciones de granulometría por facies.

Figura 5.3. Distribución de granulometría media por ambientes sedimentarios.

Figura 5.4. Análisis factorial del sondeo AA-21. Cargas por elemento de los factores principales (imagen superior); y gráfico de factores 1 y 2 (imagen inferior).

Figura 5.5. Caracterización geoquímica de los ambientes sedimentarios. Puntuaciones por factor por ambiente sedimentario (AF del *core* AA-21).

Figura 5.6. Relación entre las puntuaciones de los factores F1 y F2 por ambiente sedimentario (AF del *core* AA-21).

Figura 5.7. Correspondencia entre facies de finos (% de arcillas) y el ratio Fe/Sr para los sondeos AA-2, AA-5, AA-6 y AA-21.

Figura 5.8. Correspondencia entre facies arenosas y el ratio Sr/Fe para los sondeos AA-2, AA-5, AA-6 y AA-21.

Figura 6.1. Dispersión de las tasas de agradación en los perfiles AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5.

Figura 6.2. Tasas de agradación por ambientes sedimentarios en los perfiles AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5.

Figura 6.3. Comparativa entre tasas de agradación por ambiente sedimentario.

Figura 6.4. Relación entre tasas de agradación por ambiente sedimentario y distancia al canal.

Figura 6.5. Esquema idealizado de una sección tipo para el cálculo de volúmenes por facies y ambientes deposicionales.

Figura 6.6. Perfil AP-1. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

Figura 6.7. Perfil AP-2. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

Figura 6.8. Perfil AP-3. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

Figura 6.9. Perfil AP-5. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

Figura 6.10. Tendencias longitudinales de los volúmenes acumulados por cada fracción en relación a la distancia de los perfiles al lago Brienz.

Figura 7.1. Ejemplo de paleosuperficie en el modelo SIG para el cálculo de volumen.

Figura 7.2. Tendencias temporales de agradación fluvial. Volumen y tasa de agradación por perfil, divididas según ventanas temporales de 300 años.

Figura 7.3. Tendencias de agradación por perfiles *vs.* variabilidad climática de baja frecuencia y paleoinundaciones.

Figura 7.4. Tendencias de agradación (Perfil AP-1) *vs.* impacto antrópico en la cuenca alta del Aare.

Figura 7.5. Material acumulado según ventanas temporales en la llanura deltaica.

Figura 7.6. Volumen total almacenado en el delta de Hasli (por ventanas temporales) *vs.* Temperatura en los Alpes desde 1250 BP (Mangini *et al.*, 2005).

Los gráficos y figuras incluidos en el presente estudio han sido elaborados por el autor, a excepción de aquellos en los que se atribuye explícitamente la autoría a terceros.

LISTADO DE TABLAS

Tabla 3.1. Resumen de sondeos por perfil. Profundidades alcanzadas y año de realización.

Tabla 3.2. Muestras procesadas según el método LOI, por perfiles.

Tabla 3.3. Muestras sometidas a análisis de textura por difracción láser, por perfiles.

Tabla 3.4. Sistema internacional de clasificación de las partículas de suelos y sedimentos, establecido por la norma ISO 14688-1.

Tabla 3.5. Comparativa entre pretratamiento por oxidación con H_2O_2 (B) y por combustión (A).

Tabla 3.6. Muestras escaneadas por XRF.

Tabla 3.7. Resumen de las configuraciones utilizadas en el escaneo XRF.

Tabla 3.8. Dataciones realizadas para el presente trabajo.

Tabla 3.9. Cuadro-resumen metodológico.

Tabla 4.1. Resumen de sondeos del perfil AP-1.

Tabla 4.2. Dataciones disponibles en el perfil AP-1.

Tabla 4.3. Sondeos correspondientes al perfil AP-2.

Tabla 4.4. Dataciones disponibles en el perfil AP-2.

Tabla 4.5. Resumen de sondeos realizados en el perfil AP-3.

Tabla 4.6. Dataciones disponibles en el perfil AP-3.

Tabla 4.7. Perfil AP-5: información de sondeos.

Tabla 4.8. Dataciones disponibles en el perfil AP-5.

Tabla 5.1. Extracto de la matriz de correlaciones de elementos químicos, fracciones de granulometría y TOC.

Tabla 5.2. Factores y cargas resultantes del AF. Geoquímica, clases granulométricas y TOC del sondeo AA-21.

Tabla 6.1. Estadísticos fundamentales de la distribución de las tasas de agradación en los perfiles AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5.

Tabla 6.2. Tasas de agradación por ambiente sedimentario. Resumen de estadísticos fundamentales.

Tabla 6.3. Valores de densidad aparente por facies aplicados para el cálculo de masa.

Tabla 6.4. Resumen de resultados de la composición volumétrica y de masa de los perfiles. Volumen y masa total de la llanura deltaica en los 2 m superficiales.

Tabla 6.5. Cuantificación volumétrica de los perfiles según ambientes sedimentarios.

Tabla 7.1. Volúmenes de agradación fluvial por perfiles, calculados mediante modelización SIG. Intervalos temporales de 300 años.

Tabla 7.2. Resumen de factores que acrecientan/reducen la agradación en la llanura deltaica de Hasli.

Tabla 7.3. Volúmenes de material fluvial almacenado por sectores en la llanura deltaica.

Tabla 7.4. Estimación del volumen y masa total de los sedimentos fluviales almacenados en la llanura deltaica desde 1250 BP.

Tabla 7.5. Márgenes de error en la creación de paleosuperficies mediante *kriging*.

Tabla 7.6. Incertidumbre en la modelización SIG. Cuantificación del error potencial según los resultados obtenidos (tasas de agradación y cálculo de volumen total para los últimos 1300 años).

LISTADO DE ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

AD - *Anno domini* (Después de Cristo)

AF - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de arenas finas

AG - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de arenas gruesas

AGR - Anàlisi Geogràfica Regional

AM - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de arenas medianas

AMJ - Abril, mayo, junio

AMS - *Accelerator mass spectrometry* (Espectrometría de masa con acelerador)

AP-1- Aare profile 1 (Perfil de sondeos 1)

AP-2 - Aare profile 2 (Perfil de sondeos 2)

AP-3 - Aare profile 3 (Perfil de sondeos 3)

AP-5 - Aare profile 5 (Perfil de sondeos 5)

AR - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de arcillas

B1 - Primer evento registrado del deslizamiento de Bitschi en el sondeo AA-21

B2 - Segundo evento registrado del deslizamiento de Bitschi en el sondeo AA-21

BC - *Before Christ* (Antes de Cristo)

¹⁴C - Radiocarbono

Cal. BP - *Calibrated age before present* (Edad calibrada antes del presente, 1950)

DW105° - *Dry weight 105°* (Peso seco a 105°)

DW550° - *Dry weight 550°* (Peso seco a 550°)

DW60° - *Dry weight 60°* (Peso seco a 60°)

ERT - *Electrical resistivity tomography* (Tomografía de resistividad eléctrica)

F1 - En el análisis factorial, factor 1

F2 - En el análisis factorial, factor 2

F3 - En el análisis factorial, factor 3

F4 - En el análisis factorial, factor 4

F5 - En el análisis factorial, factor 5

F6 - En el análisis factorial, factor 6

GISP2 - Greenland Ice Sheet Project-2

GPR - *Ground-penetrating radar* (Georadar)

IC - *Inorganic carbon* (Carbono inorgánico)

ISO - International Organization for Standardization

JJA - Junio, julio, agosto

ka - Kiloaño (1000 años)

LF - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de limos finos

LG - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de limos gruesos

LGM - Last Glacial Maximum (Último máximo glacial)

LIA - Little Ice Age (Pequeña edad del hielo)

LM - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de limos medianos

LOI - *Loss on ignition* (Pérdida por combustión)

MDT - Modelo digital del terreno

NAO - North Atlantic Oscillation (oscilación del Atlántico Norte)

NCDC - National Climatic Data Center (USA)

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

$\delta^{18}\text{O}$ - En paleoclimatología, medida del ratio de los isótopos estables ^{18}O : ^{16}O

OC - *Organic carbon* (Carbono orgánico)

OG - *Cluster* de muestras caracterizadas por el contenido de materia orgánica

SIG - Sistema de información geográfica

TOC - *Total organic carbon* (Carbono orgánico total)

USDA - US Department of Agriculture

WEA - Wasser- und Energiewirtschaftsamt des kantons Bern

XRF - *X ray fluorescence* (Fluorescencia de rayos X)

1

INTRODUCCIÓN

Los ríos son el principal agente continental de transporte de agua, sedimentos y nutrientes (Meybeck, 2003). Los sistemas fluviales constituyen, por tanto, un mecanismo esencial para la redistribución de sedimentos en el ámbito terrestre; y se erigen como la forma primordial de modelado del relieve en multitud de paisajes, sobre los que actúan mediante los procesos de erosión, transporte y sedimentación. Además de su significación a nivel geomorfológico y biológico, los sistemas fluviales han tenido, a lo largo de la historia, un papel fundamental a nivel socioeconómico.

Las grandes civilizaciones históricas se desarrollan en torno a grandes sistemas fluviales, asentándose en las riberas de los ríos, debido a la disponibilidad de agua, la fertilidad de las tierras inundables y su función como medio de transporte. En la actualidad, estos sistemas continúan desempeñando un rol de gran importancia, en la medida en que proporcionan una fuente de agua de consumo, favorecen la agricultura, y permiten la producción energética, y los usos industriales, entre otros. La ocupación de espacios fluviales (por ejemplo, fondos de valle y llanuras de inundación) por asentamientos humanos comporta, como consecuencia, un aumento de los riesgos asociados a la variabilidad de los patrones hidrológicos y las inundaciones.

La dinámica de los sistemas fluviales está controlada por factores internos, inherentes al propio sistema, y externos. Litología, relieve y pendiente, vegetación, procesos geomorfológicos de erosión y transporte, además de los mecanismos intrínsecos de la sedimentación, condicionan la respuesta fluvial desde el punto de vista endógeno (Houben *et al.*, 2006). Los forzamientos externos corresponden a los cambios ambientales, que pueden ser originados por la variabilidad climática y por la incidencia de las actividades humanas en las cuencas. Durante los últimos milenios (y particularmente en los dos últimos siglos), el impacto antrópico ha alterado el natural funcionamiento de los sistemas fluviales (Meybeck, 2003; Dollar, 2004; Gregory, 2006). Los cambios en los usos del suelo y la deforestación, fruto de la actividad antrópica, provocan modificaciones en el comportamiento hidrológico de los ríos, así como en la carga transportada por ellos, pudiendo ocasionar impactos significativos (e.g. Van Rompaey *et al.*, 2001; Dedkov, 2004; Kundzewicz *et al.*, 2007). Las operaciones de gestión hidráulica en cauces y cuencas para regular los caudales y mitigar el efecto de las crecidas pueden generar, igualmente, transformaciones en estos patrones (Vischer, 2003; Finger *et al.*, 2006). El estudio de la sensibilidad de los sistemas fluviales a los cambios ambientales y antrópicos es objeto de numerosos trabajos, pues las modificaciones, que afectan a su equilibrio dinámico, pueden conllevar notables alteraciones geomorfológicas (Arche, 2010).

Para establecer una correcta gestión de los espacios fluviales, y reducir así la vulnerabilidad de la sociedad a los eventos extremos, es necesario alcanzar un conocimiento profundo de los patrones de comportamiento de los sistemas fluviales (a nivel hidrológico, hidráulico y sedimentario) en respuesta a los cambios ambientales pasados y presentes, así como a la modificación de los factores intrínsecos de control. Las series instrumentales cubren periodos relativamente cortos, por lo que no aportan información sobre las tendencias

a largo plazo y la vinculación fluvial con la variabilidad climática de baja frecuencia (Walling, 2006). La comprensión de la dinámica a largo plazo, en relación a las variaciones ambientales, proporciona datos que pueden ser incorporados a los modelos de predicción basados en escenarios futuros (Erkens, 2009). Se recurre, por tanto, al estudio de los registros sedimentarios, que proveen información para analizar los cambios a gran escala temporal y espacial (Macklin *et al.*, 2006; Thorndycraft *et al.*, 2008; Brown *et al.*, 2009; Houben *et al.*, 2011). Las secuencias sedimentarias representan la mejor evidencia para reconstruir la dinámica fluvial, en base a sus propiedades, morfología, estratigrafía, y dimensiones, que están determinadas por la carga y aporte de sedimentos, el régimen hidrológico y el espacio de acomodación.

En este estudio se investiga la dinámica de la cuenca alta del río Aare (Alpes Berneses) mediante el análisis de testigos sedimentarios de la llanura deltaica de Hasli, que progresa en el lago Brienz. La cordillera alpina acoge una elevada densidad de población (en comparación con otras regiones montañosas), cuyos asentamientos se distribuyen fundamentalmente en los fondos de valle interiores. Constituye, asimismo, un territorio natural de grandes dimensiones sobre el que se desarrolla una intensa actividad económica por parte de las comunidades locales (actividad industrial y energética, extractiva, turismo masivo). La presión antrópica, particularmente notoria desde el Medievo (Vischer, 1989), junto con la alta sensibilidad de los entornos de montaña a las variaciones ambientales, hacen de ella un ámbito de especial relevancia para el estudio del comportamiento de los sistemas fluviales en respuesta a los cambios en los factores de control. El estudio de secuencias sedimentarias de lagos (e.g. Magny *et al.*, 2010; Wilhelm *et al.*, 2012; Wirth *et al.*, 2013) y llanuras de inundación alpinas (e.g. Schulte *et al.*, 2008; 2009, 2015; Carvalho, 2014) proporciona información sobre dichos cambios.

Los depósitos almacenados en los deltas alpinos, que actúan como trampas sedimentarias de gran efectividad, conforman registros de alta resolución, cuyo estudio aporta datos sobre el flujo de sedimentos terrígenos desde áreas de cabecera, así como la frecuencia y magnitud de los eventos de inundación (Schulte *et al.*, 2009, 2015). Estos registros pueden presentar discontinuidades (debido a los procesos erosivos intrínsecos de la llanura de inundación) y complejas relaciones laterales (Schrott *et al.*, 2003; Schulte *et al.*, 2009) por la movilidad lateral de los canales. Es necesario, pues, acometer un análisis de la arquitectura sedimentaria fluvial, basado en evidencias de campo (perfiles de sondeos, estudio de la morfología superficial), que permita determinar la litoestratigrafía de la llanura de inundación, e identificar las propiedades de las diferentes facies y el comportamiento distintivo de los ambientes deposicionales internos (Houben, 2007).

Asumiendo los dos conceptos (presencia de secuencias sedimentarias de alta resolución; y diversidad de la arquitectura fluvial) se reconstruye el proceso de agradación en la llanura deltaica de Hasli. Para ello, el trabajo toma como punto de partida el estado del conocimiento sobre el área de estudio y los métodos de análisis de testigos sedimentarios adquiridos previamente por el grupo Fluvalps y diversos investigadores. El registro

sedimentario del delta del Lütischine ha sido analizado por Schulte *et al.* (2004, 2008, 2009). Los autores reconstruyen la dinámica histórica de las paleoinundaciones y su vinculación con los forzamientos externos, caracterizan las facies que componen la llanura deltaica, y estudian sus propiedades geoquímicas (también en Baró, 2011; y Carvalho, 2014). Análisis similares realizados en la cuenca del Aare han permitido establecer *proxies* geoquímicos que determinan los patrones de acumulación, así como elaborar una serie compuesta de paleoinundaciones de la cuenca (Schulte *et al.*, 2015). Las migraciones laterales del canal del Aare en época histórica (Schulte *et al.*, 2011), y la dinámica sedimentaria han sido analizadas por Carvalho y Schulte (2013) y Carvalho (2014), por medio de la modelización en SIG del material depositado durante los últimos 2500 años. El área de cabecera de la cuenca ha sido estudiado en relación a la formación de conos aluviales en altura (Losada, 2011), y mediante la aplicación de modelos de erosión (Carvalho, 2014).

Los procesos de progradación de deltas alpinos han sido analizados por Matter *et al.* (1973) y Sturm y Matter (1978), respecto a la formación de turbiditas en el sector subacuático de los lagos Brienz y Thun, así como por Girardclos *et al.* (2007). Adams *et al.* (2001) determinan la curvatura y pendiente del mismo. Gander (2007) estudia la formación de deslizamientos en el sector del ápice de la llanura deltaica. Finger *et al.* (2006) y Anselmetti *et al.* (2007) profundizan en los efectos de la gestión hidráulica y la construcción de presas sobre los regímenes hidrológicos y las modificaciones de la carga transportada por el Aare; en el mismo sentido que Wirth *et al.* (2011), en la cuenca del Kander (también en los Alpes Berneses). La frecuencia y magnitud de las inundaciones en los Alpes Suizos ha sido, igualmente, objeto de numerosos estudios (e.g. Pfister, 1999; Vischer, 2003; Weingartner *et al.*, 2003; Schmocker-Fackel y Naef, 2010; Wetter *et al.*, 2011; Glur *et al.*, 2013; Wirth *et al.*, 2013). Respecto a la variabilidad climática y su incidencia sobre los eventos extremos, Peña y Schulte (2014) y Peña *et al.* (2015) establecen la importancia de factores como la irradiación solar y la circulación general atmosférica para elaborar un índice de inundaciones en Suiza.

1.1. OBJETIVOS

El trabajo pretende contribuir a la mejor comprensión del funcionamiento de la agradación fluvial de las llanuras de inundación en entornos de montaña de la zona templada. En términos generales, el objetivo consiste en establecer una caracterización precisa del proceso de acumulación sedimentaria en la llanura deltaica de Hasli, basada en el análisis de facies y ambientes deposicionales, para determinar la respuesta del sistema fluvial a la variabilidad de diversos factores de control, tanto intrínsecos (dinámica sedimentaria interna), como externos (cambios ambientales y forzamiento antrópico) durante el Holoceno Tardío.

El objetivo general permite formular una serie de objetivos específicos que se aspira a cumplir con este estudio:

1. Reconstrucción litoestratigráfica de los depósitos. Cambios laterales y cambios longitudinales.

Reconstruir la estructura litoestratigráfica de la llanura de inundación por medio de secciones transversales de sondeos, y establecer así la geometría y variaciones laterales de las diferentes facies que la componen. Asimismo, cartografiar la variabilidad espacial de la textura de los sedimentos superficiales de la llanura deltaica, para determinar las posibles diferencias entre sectores (distal/apical).

2. Modelización cronoestratigráfica y reconstrucción de la dinámica histórica de agradación.

Una vez establecida la arquitectura sedimentaria de los perfiles transversales, establecer los modelos cronológicos de los mismos. Mediante la datación por radiocarbono de muestras orgánicas, en combinación con el estudio de a) la morfología superficial; b) las relaciones laterales de las unidades sedimentarias; y c) las migraciones laterales del lecho, determinar la cronoestratigrafía de las secciones; para, de este modo, analizar los procesos de acreción vertical y lateral en la llanura de inundación en época reciente.

3. Caracterización de facies y ambientes sedimentarios.

Al tratar con depósitos heterogéneos es de esperar que las diferentes unidades muestren propiedades físicas y químicas específicas. Por medio de análisis estadísticos multivariantes, caracterizar las diferentes facies y ambientes deposicionales internos de la llanura deltaica, en función de su textura, composición geoquímica y contenido de materia orgánica. Investigar la posible vinculación estructural entre estas variables para cada ambiente, en el contexto del proceso de agradación.

4. Cuantificación de la variabilidad sedimentaria según facies y ambientes sedimentarios (componente espacial del proceso de agradación).

Una vez determinado el carácter específico de facies y ambientes deposicionales, examinar la significación y representatividad (en términos cuantitativos) de cada uno de ellos, en el conjunto de los depósitos aluviales. Analizar la diversidad de tasas de agradación y densidad aparente (*bulk density*) de los depósitos, tanto lateral como longitudinalmente, en relación a dichos ambientes.

5. Modelización de la acumulación sedimentaria según intervalos de tiempo (componente temporal del proceso de agradación).

Integrar los análisis previos para la realizar una modelización en SIG de los depósitos almacenados en la llanura deltaica. Mediante la subdivisión de los mismos en ventanas temporales, confrontar las tasas y volúmenes resultantes de la modelización con los forzamientos externos del sistema (variabilidad climática y modificaciones antrópicas en la cuenca) y sus tendencias durante el Holoceno Tardío.

1.2. ESTRUCTURA DE LA TESIS

Con el fin de satisfacer los objetivos definidos en el apartado anterior, la tesis se estructura en siete capítulos (además del actual).

Se presenta en primer lugar una descripción de la cuenca alta del río Aare (Capítulo 2). Se describe de forma concisa la evolución geológica y ambiental de la cordillera alpina, con el fin de contextualizar el área de estudio. A continuación, se exponen los aspectos físicos y humanos de la cuenca relevantes para el análisis de los sistemas fluviales, como son: geología y geomorfología, rasgos climáticos e hidrológicos, usos del suelo y asentamientos, y operaciones de gestión hidráulica llevadas a cabo.

El Capítulo 3 se dedica a la exposición de la metodología aplicada para el estudio, que puede ser dividida en tres tipos principales: a) trabajo de campo, para la obtención de testigos sedimentarios; b) trabajo de laboratorio, para el análisis de muestras de sondeo; y c) análisis estadístico y modelización.

A continuación, comienzan los capítulos de análisis propiamente dicho. Los capítulos 4, 5, 6 y 7 se inician en todos los casos con un breve estudio del estado de la cuestión, que enmarca el tema específico tratado en cada uno de ellos; y finalizan con un apartado de conclusiones a modo de recapitulación.

El Capítulo 4 expone la descripción litoestratigráfica de los perfiles de sondeos; y la elaboración de modelos cronoestratigráficos a partir de los cuales se estudia la dinámica histórica de la agradación. La caracterización de las facies según granulometría y geoquímica se acomete en el Capítulo 5.

El Capítulo 6 es el dedicado al análisis de tasas de agradación y cuantificación volumétrica según ambientes deposicionales. En el Capítulo 7 se expone la modelización del proceso de acumulación, y se evalúan las tendencias como respuesta a los mencionados forzamientos.

Finalmente, el Capítulo 8 (también en inglés) compendia las conclusiones extraídas por medio de los diferentes análisis aplicados.

La tesis se completa con el listado de referencias bibliográficas utilizadas; y la descripción de todos los sondeos llevados a cabo para el estudio (Anexo).

2

ÁREA DE ESTUDIO

El delta del Aare (construido en la desembocadura del tramo alto del río en el lago Brienz) se localiza en el Oberland Bernés, región montañosa situada en el sector sudoriental del Cantón de Berna (Suiza). Desde el punto de vista fisiogeográfico, el área de estudio (valle Hasli y su cuenca hidrográfica) se inscribe en los Alpes Berneses, que forman parte de los Alpes Occidentales del Noroeste.

El presente capítulo describe los aspectos de la cuenca alta del Aare (y la región en que se enmarca) relevantes para el estudio del sistema fluvial. En primer lugar se expone la evolución geológica general del conjunto de la cordillera alpina, y los cambios ambientales acaecidos durante el Holoceno en los Alpes. La segunda parte del capítulo se dedica a la caracterización del área de estudio en sentido estricto (el valle Hasli), atendiendo a su litología, procesos geomorfológicos, condiciones climáticas, hidrología, ocupación histórica del territorio y usos del suelo, y actividades de gestión hidráulica llevadas a cabo en el curso.

2.1. LOS ALPES. CARACTERIZACIÓN FISIOGEOGRÁFICA GENERAL

La cordillera de los Alpes es uno de los espacios naturales de mayores dimensiones de Europa, en el que viven alrededor de 14 millones de personas (Chatré *et al.*, 2010). La cadena se extiende desde el golfo de Génova hasta Viena (aproximadamente 1000 km de W a E). Partiendo de la costa meridional francesa, toma sentido N para rodear la cuenca del Po en el arco Franco-Italiano, hasta los Alpes Centrales y Orientales, que se desarrollan en sentido W-E (Figura 2.1; división fisiogeográfica de los Alpes según Marazzi, 2005). El sector Occidental es más estrecho que el Oriental (150 km en el eje Berna-Milán, por 250 km en el eje Munich-Venecia), debido a la fuerte compresión tectónica producida por la colisión de las placas Africana y Europea, que genera el levantamiento del sistema alpino a finales del Cretácico y durante el Terciario (Fitzsimons y Veit, 2001). Al S de Génova, la cordillera desaparece, con la apertura del mar Tirreno. Al E, la antigua conexión entre los Alpes y los Cárpatos queda enterrada por el relleno neógeno de las cuencas de Viena y Panonia (Dal Piaz *et al.*, 2013). Los ríos alpinos, que nacen en los glaciares de las áreas de cabecera de la cordillera, fluyen hacia el Mar del Norte, el Mediterráneo y el Mar Negro. Las grandes cuencas hidrográficas europeas cuyo nacimiento se sitúa en los Alpes son las de los ríos Rin, Danubio, Po y Ródano.

El sistema alpino se desarrolla, desde el punto de vista administrativo, sobre el territorio de ocho estados: Mónaco, Francia, Italia, Alemania, Liechtenstein, Suiza, Eslovenia y Austria (Figura 2.1). Se trata de una región de gran importancia para estas comunidades puesto que, además de su valor medioambiental intrínseco, es fuente de agua y energía hidroeléctrica, base de actividades económicas del sector primario (agricultura, ganadería, explotación forestal, sector extractivo), y soporte para el desarrollo turístico. Estas actividades, sumadas a la afluencia de visitantes (en torno a 120 millones al año; Chatré *et al.*, 2010), producen una considerable huella antrópica en la región. El poblamiento se

concentra en ciudades y núcleos medios-pequeños en los sectores periféricos de la cadena montañosa, así como en los fondos de valle interiores.

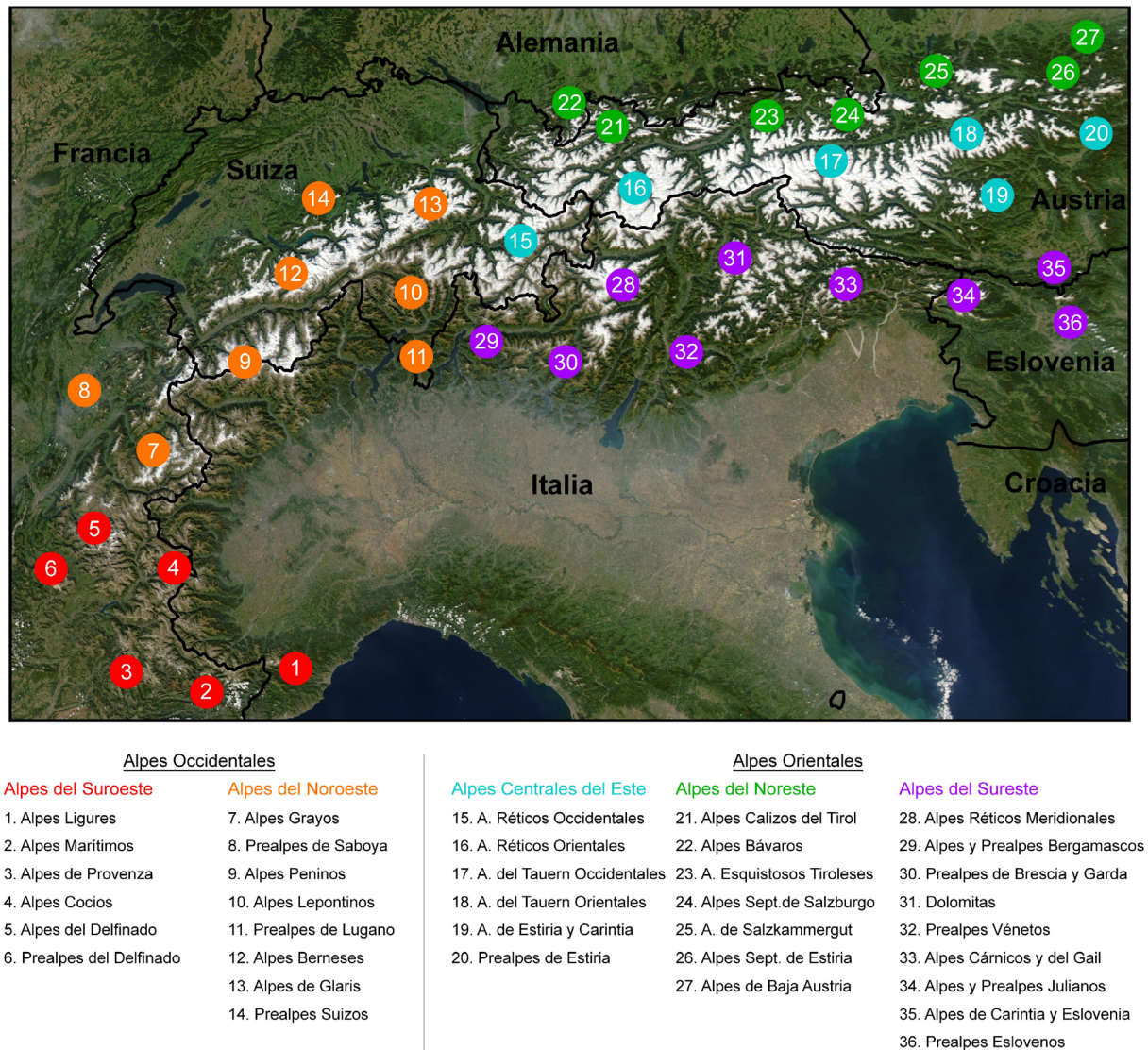


Figura 2.1. Partición fisiogeográfica de los Alpes, según Marazzi (2005). El área de estudio, la cuenca alta del río Aare, se localiza en los Alpes Berneses (12). Imagen de satélite: J. Desclotres, MODIS Rapid Response Team, NASA/GSFC.

2.1.1. TECTÓNICA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Desde el punto de vista tectónico, la cordillera alpina constituye un complejo entramado de mantos de cabalgamiento, constituidos por materiales de la Placa Europea, de un antiguo fondo marino Jurásico-Cretácico, y de la Placa Adriática (que forma parte de la Placa Africana), además de los antiguos macizos pre-orogénicos (Fitzsimons y Veit, 2001). Se diferencian dos grandes sectores separados por la Falla Periadriática (*Insubric Line*): el

cinturón de la vertiente europea (al N), y los Alpes Meridionales (e. g. Kühni y Pfiffner, 2001; Schmid *et al.*, 2004; Champagnac *et al.*, 2009; Dal Piaz *et al.*, 2013, y referencias incluidas en ellos). A continuación se expone una breve descripción de ambas unidades, cuya representación cartográfica se recoge en la Figura 2.2.

El sector N (cinturón europeo) se puede dividir en tres dominios tectónicos principales: el sistema de mantos de cabalgamiento Austroalpino; el Sector Penínico; y el Sector Helvético (e. g. Fitzsimons y Veit, 2001; Schmid *et al.*, 2004; Champagnac *et al.*, 2009; Dal Piaz *et al.*, 2013). A los que se puede añadir la cuenca de Molasse y el Macizo del Jura, que se localizan al N y NW de este conjunto.

El Dominio Austroalpino (AA, en la Figura 2.2) es un sistema de *nappes*¹ que afloran en la zona oriental de Suiza y se extienden por Austria. Este complejo deriva de la parte distal del margen continental pasivo Adriático, desarrollado principalmente durante la orogenia cretácica (Eoalpina) (Dal Piaz *et al.*, 2013). Está compuesto por el basamento cristalino hercínico y su cobertera mesozoica (carbonatos, principalmente). Se subdivide en dos sectores, con desigual presencia por efecto de la erosión: los Alpes Occidentales (alp-w, en la Figura 2.2), y los Alpes Orientales (alp-e, en la Figura 2.2).

- Alpes Occidentales (alp-w). Han sido casi completamente erosionados (Fitzsimons y Veit, 2001; Kühni y Pfiffner, 2001), quedando únicamente expuestas las unidades de Sesia-Lanzo (SL, en la Figura 2.2) y de Dent Blanche (DB, en la Figura 2.2). Se sitúan superpuestas (e interlaminadas) al piedemonte penínico; están formadas por series de facies metamórficas del Cretácico (esquistos, eclogitas) (Dal Piaz *et al.*, 2013).
- Alpes Orientales (alp-e). Poseen una dimensión mucho mayor que el sector occidental, extendiéndose desde la frontera austro-suiza hasta la Cuenca de Panonia. Se trata de materiales metamórficos cretácicos de carácter alóctono (Dal Piaz *et al.*, 2013).

La zona Penínica (PN, en la Figura 2.2) está compuesta por mantos de cabalgamiento de origen heterogéneo (continentales del Margen Europeo distal; y marinos del océano Mesozoico) que posteriormente han sido sometidos a intensos procesos metamórficos (Schmid *et al.*, 2004). La litología típica de estos mantos corresponde a esquistos y ofiolitas, como restos metamórficos de la antigua corteza marina del antiguo océano Penínico (Fitzsimons y Veit, 2001). Esta unidad tiene una presencia menor en el sector oriental, pues únicamente aflora esporádicamente en ventanas tectónicas. En el sector occidental, los *nappes* penínicos, que descansan sobre la unidad Helvética, representan una mayor superficie. Se diferencian cuatro subunidades principales: los *nappes* ofiolíticos, los *nappes* continentales, las ventanas tectónicas, y la *klippe*² prealpina.

¹ *Nappe*: manto de cabalgamiento.

² *Klippe*: isla tectónica.

- *Nappes* de ofiolitas (Figura 2.2). Las ofiolitas están compuestas principalmente por facies de esquistos y eclogitas (Dal Piaz *et al.*, 2013). Se encuentran ocasionalmente en el sector oriental, en los márgenes de las ventanas tectónicas; y en el sector occidental, en alternancia con los mantos continentales y orlando las unidades Sesia-Lanzo y Dent Blanche. En el sector central, en las unidades de Malenco-Avers (MA) y de Platta (Pt).
- *Nappes* continentales (Figura 2.2). Unidades de cobertera (depósitos clásticos del Paleozoico Tardío - Triásico Temprano; las plataformas triásica y jurásica; y secuencias de carbonatos) y láminas finas de basamento hercínico con intrusiones de granitoides; ambas marcadas por un fuerte metamorfismo (Dal Piaz *et al.*, 2013). Destacan, en el sector occidental, las unidades de Grand St. Bernard (GB), Monte Rosa (MR) y Gran Paradiso (GP); y en el sector central, las de Tambo (Ta) y Suretta (Su) (Figura 2.2).
- Ventanas tectónicas. Afloran por erosión o fracturación de los mantos de cabalgamiento suprayacentes, coincidiendo en composición con las dos subunidades previamente definidas. De W a E, encontramos: Ossola-Ticino (Vt₁, en la Figura 2.2), Engadine (Vt₂), Tauern (Vt₃), y Ragnitz (Vt₄). La ventana tectónica de Tauern es la de mayor dimensión, cubriendo un área aproximada de 30 x 160 km (Fitzsimons y Veit, 2001), y muestra una serie de facies metamórficas (de esquistos verdes a anfibolitas) (Dal Piaz *et al.*, 2013).
- La *Klippe* prealpina (Kp, en la Figura 2.2). Se trata de un fragmento del *nappe* penínico que ha quedado desconectado y desplazado más allá del dominio Helvético (Dal Piaz *et al.*, 2013). Se localiza en los Alpes Franceses-Suizos y apenas sufre los procesos metamórficos que afectan al resto de unidades penínicas.

El Dominio Helvético (HV, en la Figura 2.2) no aflora en los Alpes Orientales, únicamente en el sector Occidental. Se puede dividir en dos unidades principales: los macizos externos cristalinos y los mantos de cabalgamiento suprayacentes (Kühni y Pfiffner, 2001).

- Macizos cristalinos (Figura 2.2). Unidades cristalinas prominentes, expuestas por el levantamiento del basamento tras la compresión neógena. Afloran gneises pre-hercínicos, rocas metasedimentarias y esquistos, con intrusiones de granitoides (Kühni y Pfiffner, 2001). Se identifican los macizos de Aar-Gotthard (AG), Aiguilles Rouges-Mont Blanc (MB), Belledonne (Bn) y Pelvoux (Px).
- Los *nappes* helvéticos (Nh, en la Figura 2.2). Secuencias sedimentarias gruesas que cubren los macizos hercínicos (Dal Piaz *et al.*, 2013). Esta cobertera consiste principalmente en carbonatos, a los que se superponen rocas detríticas arenosas y arcillosas; materiales que fueron desplazados hacia el N, hasta situarse sobre los macizos externos y la cuenca de Molasse (Schmid *et al.*, 2004). Estos mismos materiales aparecen también, intensamente plegados, en los Alpes Franceses (Chartreuse y Ventoux).

MAPA TECTÓNICO DE LOS ALPES (modificado de Dal Piaz *et al.*, 2013)

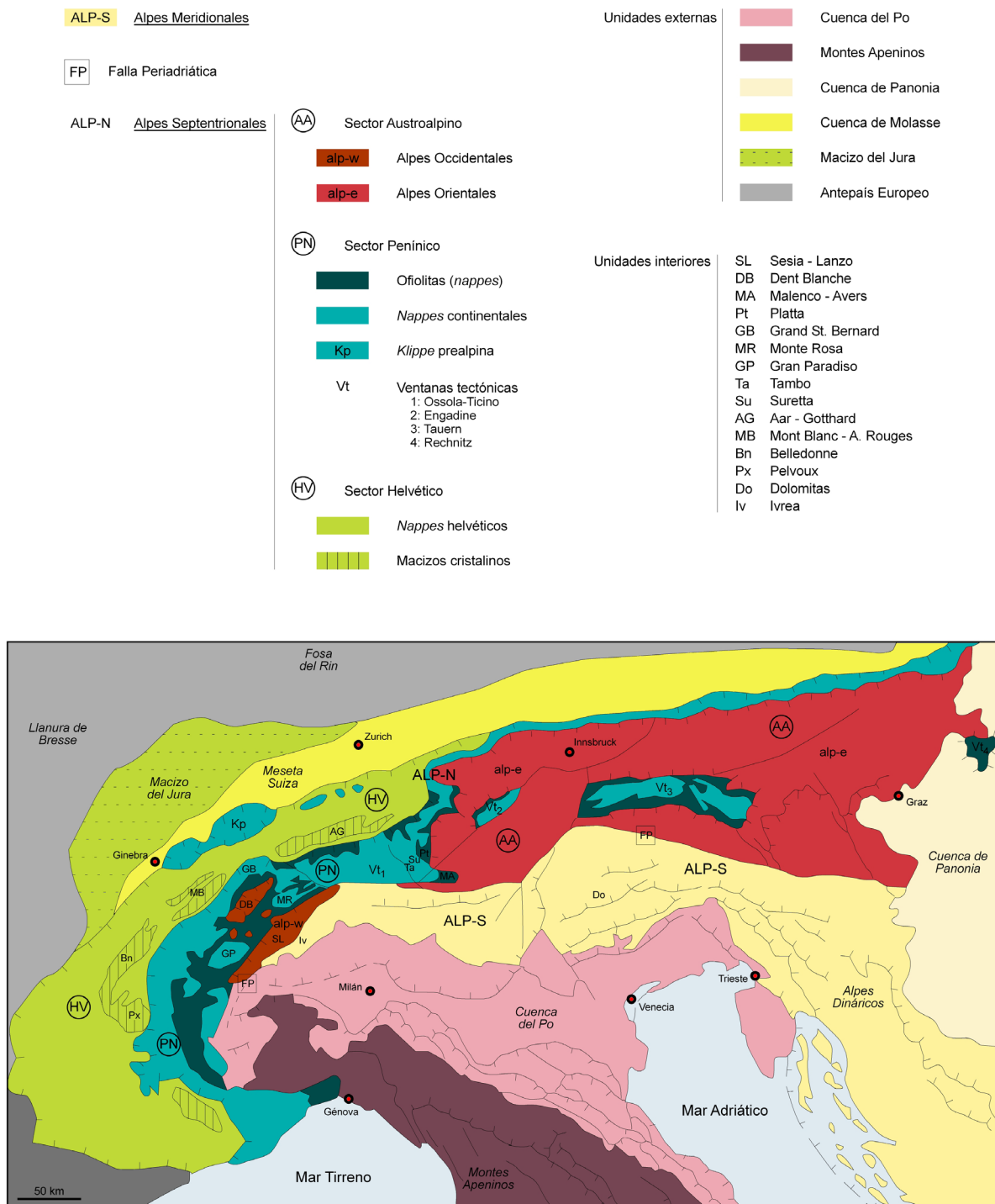


Figura 2.2. Mapa tectónico de los Alpes. Modificado de Dal Piaz *et al.* (2013). El río Aare nace en el macizo cristalino de Aar (unidad AG en el sector Helvético). Tras salir de esta unidad antigua, formada por basamento herciniano, atraviesa los mantos de cabalgamiento helvéticos (HV), hasta incorporarse a la meseta Suiza (molasa).

El cinturón Europeo de los Alpes se completa, como se menciona anteriormente, con el Macizo del Jura y la cuenca de Molasse, que se sitúan al N y NW de la cordillera alpina. Los Montes del Jura son una cadena de plegamiento de materiales alóctonos (Kühni y Pfiffner, 2001), desplazados durante el Mioceno, formados básicamente por calizas jurásicas. La cuenca de Molasse conforma una cuña sedimentaria compuesta de materiales clásticos miocenos, depositados en la cuenca de antepaís de los Alpes, derivados de la erosión producida en el levantamiento alpino (Champagnac *et al.*, 2009).

La Falla Periadriática delimita el contacto entre las placas Europea y Adriática, separando los dominios Helvético, Penínico y Austroalpino de los Alpes Meridionales (ALP-S, en la Figura 2.2). Este sector sudalpino fue mínimamente deformado hasta el Oligoceno (Fitzsimons y Veit, 2001). A partir del Neógeno, se desarrolla el plegamiento de la cadena, que se extiende sobre el antepaís Adriático hasta alcanzar la Llanura del Po (Dal Piaz *et al.*, 2013). La secuencia consiste en el basamento cristalino, con intrusiones de cuerpos ígneos pérmicos, al que se superpone una cubierta sedimentaria mesozoica. En la región central (Lombardía) afloran materiales mesozoicos; así como en el sector oriental, los Dolomitas (Do, Figura 2.2), compuestos por calizas y dolomías. Desde los Alpes Oróbcos, pasando por la región de los lagos Como y Maggiore, hasta el límite occidental (batolito de Ivrea, Iv) aparece de manera continua el basamento cristalino (Fitzsimons y Veit, 2001; Dal Piaz *et al.*, 2013). La disconformidad messiniense sella la cadena de pliegues al S bajo la llanura del Po, con depósitos aluviales cuaternarios (Schmid *et al.*, 2004).

Desde el punto de vista evolutivo, el área Alpino-Mediterránea ha sido retrabajada y rejuvenecida por procesos geodinámicos recurrentes desde el Precámbrico. Durante la colisión herciniana se produce la unión de los megacontinentes de Gondwana y Laurasia, lo que produce la extinción de los océanos interiores (Dal Piaz *et al.*, 2013). Al finalizar la convergencia herciniana de las placas, desde el Triásico en adelante, se desarrolla un océano epicontinental (Tethys), debido a la separación de las placas (*rifting*). Ya en el Cretácico medio, el movimiento de las placas Adriática y Europea se convierte en compresión, y subducción del océano Penínico bajo la Placa Europea (Fitzsimons y Veit, 2001), lo que produce el primer episodio orogénico Eoalpino. El segundo episodio comienza durante el Eoceno-Oligoceno. La colisión causa la desaparición del océano penínico y el levantamiento de la cordillera. La arquitectura tectónica moderna de los Alpes centrales es el resultado de este proceso (Champagnac *et al.*, 2009).

El gran levantamiento tectónico se concentra particularmente en el núcleo de los Alpes, en la región en torno al Macizo del Aar (Champagnac *et al.*, 2009). Asimismo, pone en funcionamiento una intensa incisión fluvial, que origina el desarrollo de valles longitudinales, aprovechando las estructuras geológicas-tectónicas (fallas, cambios de litología) (Fitzsimons y Veit, 2001).

La evolución geológica de los Alpes durante el Cuaternario está estrechamente ligada a las fases de glaciación que producen los consecuentes cambios en la dinámica geomorfológica

(Schlunegger y Hinderer, 2001). Se identifican al menos siete ciclos glaciares/interglaciares desde el Pleistoceno Temprano (Ziegler *et al.*, 2013). Durante este periodo, el manto de hielo adquiere una gran dimensión; llegando a alcanzar, durante la glaciación de Würm, las respectivas cuencas de antepaís de los Alpes Occidentales y Meridionales (Hantke y Wagner, 2005; Ivy-Ochs *et al.*, 2009). El modelado glaciar es, por tanto, el proceso más relevante en la definición del paisaje alpino moderno. Tras la retirada de los glaciares (después del LGM) aparecen grandes valles de sobreexcavación que, durante el Holoceno, se han convertido en cubetas sedimentarias rellenas con material movilizado en áreas de cabecera, transportado vía fluvial y glaciar (Hinderer, 2001).

2.2. VARIABILIDAD AMBIENTAL EN LOS ALPES DURANTE EL HOLOCENO

Los procesos de modelado del relieve que configuran el paisaje actual de los Alpes Berneses están determinados por la variabilidad climática y los cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario, y, más concretamente, durante el Holoceno.

El comportamiento del sistema climático durante el Cuaternario se define por los sucesivos ciclos de glaciación que se producen hasta el comienzo del Holoceno. El origen de estas glaciaciones, caracterizadas por la formación de grandes masas de hielo continentales, se atribuye principalmente a factores orbitales (ciclos de Milankovitch), que modifican la distribución de radiación recibida en la superficie terrestre, a las que se añade la retroalimentación causada por otros componentes climáticos (Uriarte, 2009). Se suceden episodios estadales de descenso térmico (eventos Heinrich), con interestadales que interrumpen los eventos fríos (eventos Dansgaard-Oeschger). El estadal más frío se produce entre 30000 y 19000 años BP (Último Máximo Glacial, LGM); cuando los glaciares y mantos de hielo alcanzan su máxima extensión en época reciente. Desde entonces, se produce un aumento de la temperatura hasta el episodio de enfriamiento súbito del Dryas Reciente, entre 12200 y 11500 BP (Uriarte, 2009), que finaliza con la recuperación térmica que marca el comienzo del interglacial Holoceno (e.g. Meese *et al.*, 1997; Hughen *et al.*, 2000), caracterizado, en términos generales, por la bondad de las temperaturas (que conlleva una retirada de los hielos a escala global).

Sin embargo, a pesar de la tendencia general al calentamiento, el Holoceno registra una notable variabilidad temporal interna. El interés científico por esta variación térmica intraholocena ha aumentado en la última época por la necesidad de poner en contexto el incremento térmico experimentado en época reciente. Los trabajos pioneros en este campo ya exponen la alta variabilidad térmica durante el periodo, que atribuyen a las fluctuaciones de la actividad solar (Denton y Karlén, 1973; a partir del estudio del avance y retroceso de lenguas glaciares). Bond *et al.* (1997), mediante el estudio de *cores* marinos del Atlántico N para identificar detritos rocosos transportados por icebergs lejos del Ártico, presentan la existencia de cambios abruptos en el clima holoceno independientes de los ciclos glaciación/deglaciación, que se producen con una periodicidad de aproximadamente 1500

años. Según este trabajo, la Pequeña Edad de Hielo (LIA) es la última fase fría de esta serie de fluctuaciones, que comenzaría al inicio del Dryas Reciente. Completando este trabajo, Bond *et al.* (2001) determinan que el ciclo de 1500 años es provocado fundamentalmente por el forzamiento solar.

Diversos autores reafirman el papel principal de la actividad solar en la alta variabilidad del clima holoceno, apuntando también a los diferentes mecanismos de retroalimentación que ésta puede generar (e.g. Magny, 1993; Stuiver y Braziunas, 1993; O'Brien *et al.*, 1995; Mayewski *et al.*, 2004). Así, la explicación del origen de los ciclos de Bond adquiere mayor complejidad a medida que se publican sucesivos trabajos sobre esta cuestión. Un análisis sobre las causas discutidas en 28 trabajos diferentes se puede encontrar en Wanner y Bütikofer (2008). Según los autores, los ciclos se observan en multitud de reconstrucciones *proxy*, que demuestran la existencia de estos eventos en diferentes localizaciones del Globo. Se detectan nueve eventos fríos durante el Holoceno (con picos en 400, 1400, 2800, 4300, 5900, 8100, 9400, 10300 y 11100 BP). Además del forzamiento solar, se consideran factores como las variaciones de la Circulación Termohalina (Bianchi y McCave, 1999; Chapman y Shackleton, 2000; Hong *et al.*, 2003; Rahmstorf, 2006); los cambios en los patrones de la Circulación General Atmosférica y la dinámica del Atlántico Norte (Risebrobakken *et al.*, 2003; Lamy *et al.*, 2006; Yu *et al.*, 2006; Mangini *et al.*, 2007); la variabilidad en el forzamiento de las mareas (Allen *et al.*, 2007); o la actividad volcánica (Fran *et al.*, 2007). La variabilidad holocena responde, por tanto, a la combinación de diversos componentes climáticos, variables en tiempo y espacio, entrelazados entre sí (Wanner *et al.*, 2008).

Esta variabilidad espacio-temporal se manifiesta también en el ámbito europeo, tal y como reflejan los trabajos de Davis *et al.* (2003) y Büntgen *et al.* (2011), en el que los autores reconstruyen las temperaturas del continente a partir de registros polínicos y dendrocronológicos, respectivamente. Las reconstrucciones paleoclimáticas específicas centradas en la región alpina muestran, asimismo, la variabilidad registrada en el Hemisferio Norte y Europa. Haas *et al.* (1998) detectan ocho periodos de enfriamiento previos a la época romana (9600-9200, 8600-8150, 7550-6900, 6600-6200, 5350-4900, 4600-4400, 3500-3200 and 2600-2350 años BP) a partir de diversos *proxies* paleoecológicos. De igual modo, Magny (2004) establece que los cambios paleohidrológicos en la región perialpina durante el Holoceno representan una inestabilidad climática significativa, que refleja las variaciones observadas en el registro GISP2, sugiriendo la teleconexión del complejo criosfera-océano-atmósfera, caracterizada por los ciclos de 2500 y 1500 años, dirigidos por las variaciones de la actividad solar.

Los resultados obtenidos por Heiri *et al.* (2003) y Heiri y Lotter (2005) concluyen que las tendencias generales registradas en los Alpes Suizos concuerdan con la dinámica en Europa central y septentrional. Realizan una reconstrucción de las temperaturas estivales en los Alpes Berneses a partir de sondeos en el lago Hintenburgsee (en la cuenca del Lütschine, adyacente a la del Aare). La Figura 2.3 muestra la variación de temperatura según la reconstrucción de Heiri *et al.* (2003). De acuerdo con los autores, ésta se puede

dividir en tres fases tras el periodo frío inicial (fase final del Dryas Reciente). Del Holoceno temprano a medio (11500 a 4000 BP) la región experimenta temperaturas más cálidas que las actuales; el Holoceno Tardío registra una bajada térmica (3500-1000 BP), si bien las temperaturas se mantienen por encima de los valores actuales. El gráfico muestra un nuevo repunte en el último milenio que los autores atribuyen a la creciente actividad humana en la cuenca, que interfiere en el balance de nutrientes en el lago, por lo que debe ser considerado un artefacto (Heiri *et al.*, 2003). Se observan dos periodos con importantes caídas de la temperatura en el Holoceno medio: 11700-11500 BP y 8200-7700 BP; y otra en el Holoceno reciente: 4000-3700 BP.

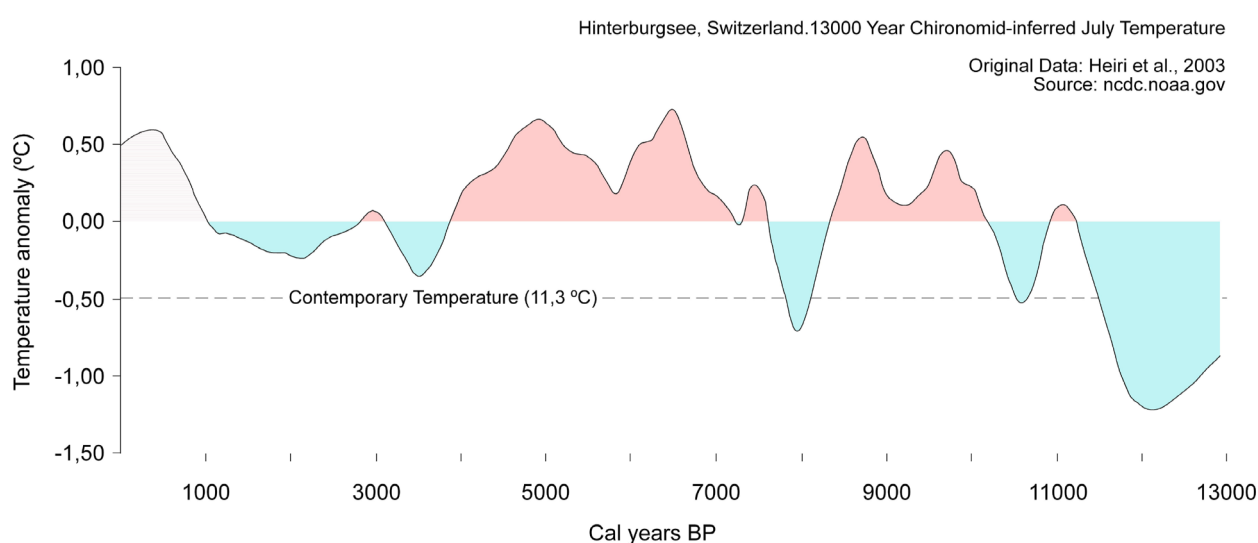


Figura 2.3. Temperatura estival durante el Holoceno reconstruida para el lago Hintenburgsee en los Alpes Suizos (Heiri *et al.*, 2003). El gráfico representa la anomalía de temperatura calculada con respecto a la temperatura media de la serie. En rojo y azul se diferencian los períodos cálidos y fríos (temperaturas por encima y por debajo de la media respectivamente). La temperatura media actual del mes de julio está representada por la línea discontinua. Datos originales: Heiri *et al.* (2003). Fuente: NCDC-NOAA (ncdc.noaa.gov).

Los glaciares alpinos responden a los sucesivos periodos de calentamiento/enfriamiento ocurridos durante el Holoceno (Oerlemans, 2005). El retroceso/avance de las lenguas glaciares alpinas ha sido utilizado para establecer la dinámica paleoclimática de los Alpes (eg. Kerschner e Ivy-Ochs, 2006; Ivy-Ochs *et al.*, 2008; Ivy-Ochs *et al.*, 2009). Estos glaciares de montaña constituyen un registro de alta sensibilidad de la variabilidad climática, ya que su extensión puede ser datada (Hormes *et al.*, 2001). El retroceso experimentado tras la LIA deja expuestos numerosos depósitos de morrena indicativos de los sucesivos avances previos (Joerin *et al.*, 2006).

Durante el enfriamiento del Dryas Reciente se produce un avance glaciar en los Alpes. El paso a unas condiciones más cálidas y secas, que se prolongaron hasta alrededor del 3300 BP, produjo un retroceso significativo de los glaciares alpinos, retirándose incluso hasta dimensiones menores que las actuales en algunos intervalos del Holoceno. A partir de entonces, los episodios de avance tuvieron mayor relevancia, hasta llegar a la LIA (Ivy-Ochs *et al.*, 2009), si bien la extensión alcanzada no fue equiparable a la del LGM (Kelly *et al.*, 2004). Por lo que se refiere específicamente a los Alpes Suizos, Hormes *et al.* (2001) detectan ocho fases de regresión glaciar durante el Holoceno, que son ampliadas a doce por Joerin *et al.* (2006). De acuerdo con este trabajo, las mayores fluctuaciones de los glaciares suizos ocurren a escala multisecular. El patrón de variación diferencia dos grandes periodos: durante el Holoceno Temprano se registran largas fases de retroceso (superiores a 500 años), salpicadas por cortos periodos de avance; en el Holoceno Tardío (tras el 3300 BP) las fases de avance son más duraderas, con cortos periodos de recesión. Estas variaciones se inscriben en una gran tendencia a largo plazo de avance glaciar que culmina en la LIA (Joerin *et al.*, 2006).

El intervalo temporal analizado en el trabajo se centra en la fase más reciente del Holoceno, caracterizada por el desarrollo de la civilización y la agricultura. El análisis de la variabilidad climática registrada en los últimos milenios en Europa muestra, de igual modo, una sucesión de fases cálidas y frías (en las que el forzamiento solar juega un papel destacado; Figura 2.4) hasta llegar al calentamiento actual. Los periodos cálidos principales corresponden al Óptimo Romano y el Óptimo Medieval; las fases frías consisten en el Avance Glaciar Subatlántico, el Avance Glaciar Medieval Temprano y la LIA.

El Avance Glaciar Subatlántico se asocia a la mayor extensión general de los principales glaciares (Holzhauser *et al.*, 2005), en respuesta a las bajas temperaturas fruto de la influencia atlántica (Zoller, 1977). Este periodo precede al incremento térmico registrado durante el periodo romano, que produce un nuevo retroceso de los glaciares (Joerin *et al.*, 2006), y que permite la recuperación de la extensión de las masas forestales (reconstrucciones a partir de registros polínicos en los Alpes Suizos: Van der Knap *et al.*, 2000; Wick *et al.*, 2003). Al finalizar la próspera época romana, en el periodo de las Grandes Migraciones, se produce un nuevo avance de los glaciares alpinos (Holzhauser *et al.*, 2005; Joerin *et al.*, 2006), correspondiente al corto intervalo de descenso térmico previo a la Edad Media (Figura 2.4).

El Óptimo Medieval registra un importante ascenso térmico, con veranos cálidos y húmedos (Büntgen *et al.*, 2011), que favorece el desarrollo cultural y social de los pueblos europeos. Un episodio de deterioro térmico alrededor de 1300 AD marca el final de esta época, para dar paso a la LIA (Büntgen *et al.*, 2011; Grove, 2001). Comienza un prolongado periodo de enfriamiento, cuyo origen se encuentra en la caída de la actividad solar (mínimos de Spörer y Maunder; De Menocal, 2000) y el incremento del vulcanismo (Crowley, 2000). Destacan durante este periodo, que alcanza hasta mediados del s. XIX, las bajas temperaturas de invierno en el continente (Luterbacher *et al.*, 2004). Como

respuesta, los glaciares alpinos experimentan una nueva fase de avance (Hormes *et al.*, 2011; Holzhauser *et al.*, 2005; Joerin *et al.*, 2006), correspondiente a su mayor extensión en época reciente; que precede al importante retroceso registrado durante el último siglo como consecuencia del ascenso térmico contemporáneo.

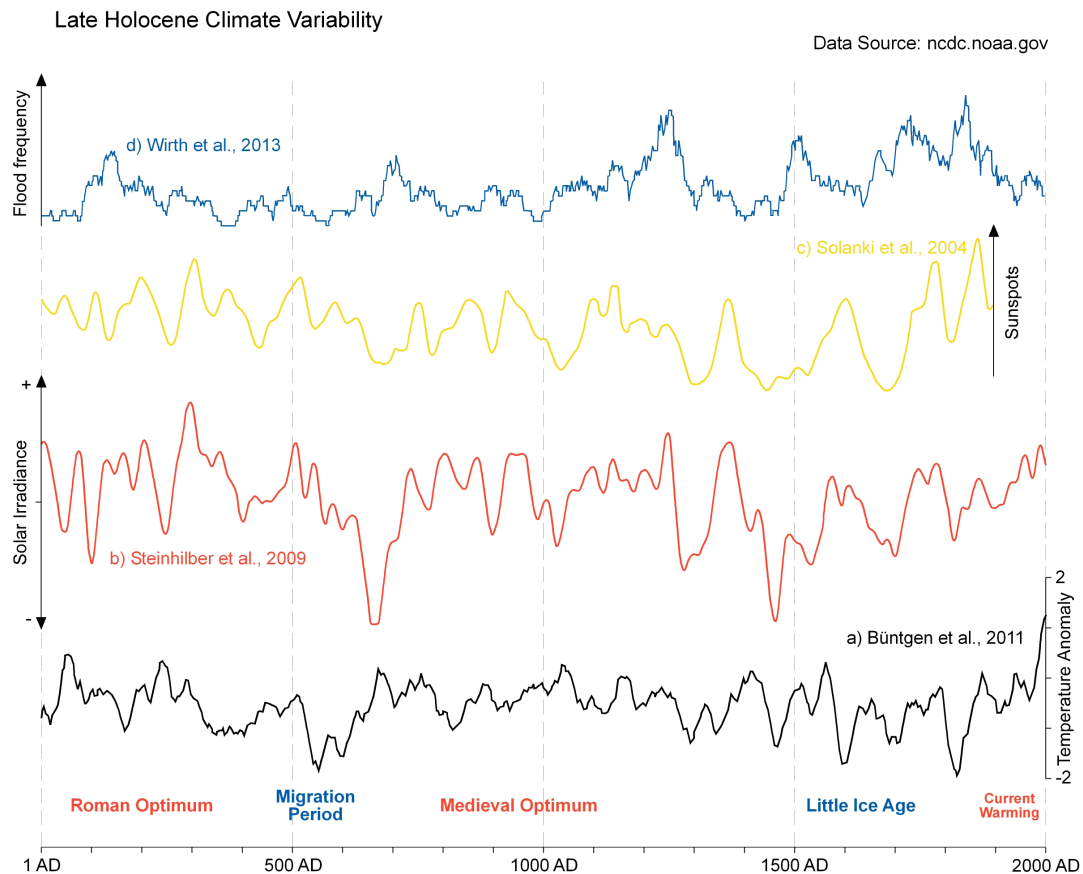


Figura 2.4. Variabilidad climática durante el Holoceno Superior. a) Reconstrucción de la temperatura estival en Europa a partir de dendrocronología (Büntgen *et al.*, 2011) (anomalía de temperatura, media móvil de 30 años). b) Reconstrucción de la irradiación solar a partir de ^{10}Be en *cores* de hielo (Steinhilber *et al.*, 2009). c) Reconstrucción de manchas solares (media móvil de 10 años) (Solanki *et al.*, 2004). d) Frecuencia de paleoinundaciones en el lago Ledro (Alpes Italianos) a partir de registros limnológicos (media móvil de 30 años de eventos acumulados) (Wirth *et al.*, 2013). Datos originales: Büntgen *et al.*, 2011; Steinhilber *et al.*, 2009; Solanki *et al.*, 2004; Wirth *et al.*, 2013. Fuente: NCDC-NOAA (ncdc.noaa.gov).

La dinámica fluvial alpina responde las variaciones descritas en el clima que caracteriza este periodo, así como a la modificación introducida por la presión antrópica sobre los ecosistemas. La mayor o menor frecuencia y magnitud de las inundaciones en los Alpes ha sido relacionada con la variabilidad climática, originada por el forzamiento solar y los cambios en la dinámica del Atlántico N (Schulte *et al.*, 2009, 2015; Wirth *et al.*, 2013; Figura 2.4).

2.3. LA CUENCA ALTA DEL RÍO AARE (EL VALLE HASLI)

El río Aare, principal tributario alpino del Rin, tiene una longitud total de 295 km desde su nacimiento, en los glaciares de Unteraargletscher, Finsteraargletscher, Oberaargletscher y Lauteraargletscher (Figura 2.5), hasta su afluencia al Rin. El tramo alto del Aare, desde su inicio en la región de Grimsel hasta su desembocadura en el lago Brienz, fluye a través del valle Hasli en dirección NW, modelando la cuenca objeto de estudio.

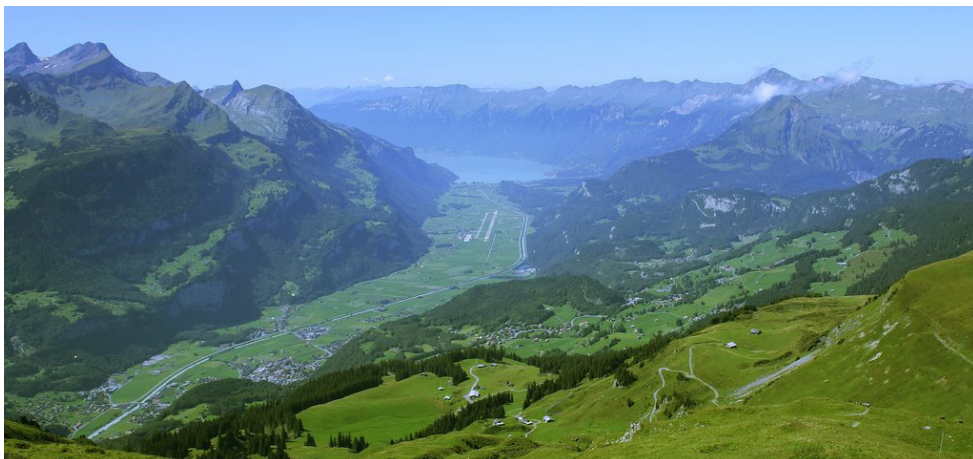


Figura 2.5. Superior: nacimiento del río Aare. A la izquierda el Oberaargletscher, al pie del Finsteraarhorn (4273 m); a la derecha, el Unteraargletscher (fuente principal del Aare), con el Lauteraarhorn (4042 m) al fondo. Imagen: M. Bernet © CC BY 3.0. Inferior: llanura deltaica de Hasli vista desde Hasliberg, con el lago Brienz al fondo.

El valle Hasli se localiza en el extremo sudoriental del Cantón de Berna, en la región del Berner Oberland (Distrito Intelaken-Oberhasli). La cuenca (cuyas coordenadas se pueden consultar en la Figura 2.6), tiene una superficie de avenamiento de 554 km², y limita al N con los Cantones de Obwalden y Nidwalden, al E con el Cantón de Uri, y al S con el Cantón de Valais. El área de cabecera alcanza altitudes superiores a 4000 m, siendo el punto más alto el Finsteraarhorn (4273 m). El nivel de base de erosión se encuentra en el lago Brienz, a 564 m snm. El paisaje dominante se caracteriza por las escarpadas vertientes de origen glaciar, que enmarcan profundos valles encajados de fondo plano, rellenos por la acción fluvial; el mayor de los cuales es el valle Hasli Inferior (≈12 km de largo; ≈1 km de ancho), situado en el extremo NW, que constituye la llanura deltaica analizada en el trabajo (Figuras 2.5 y 2.6).

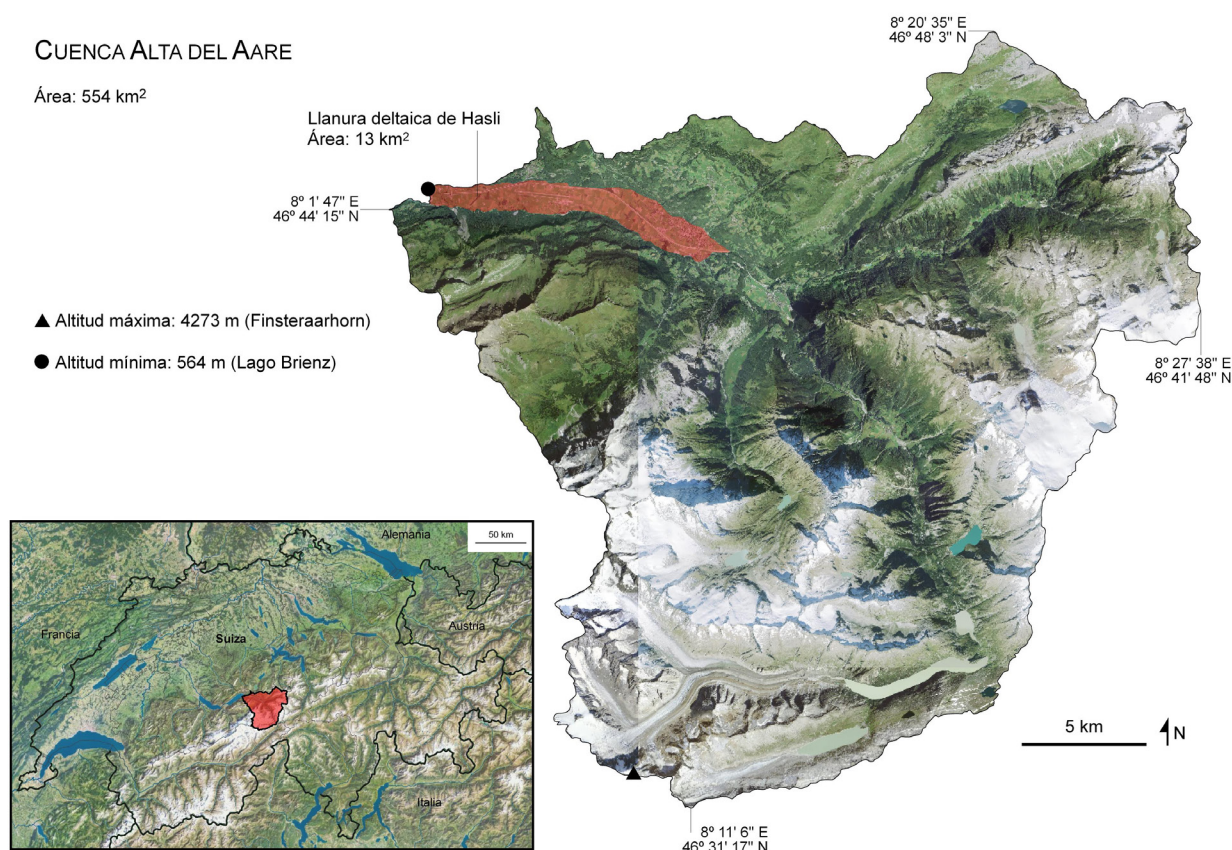


Figura 2.6. Cuenca alta del río Aare. En la imagen inferior izquierda, localización en el contexto alpino.

2.3.1. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista geológico, la cuenca alta del Aare se inscribe en el Dominio Helvético de los Alpes Occidentales, que, como se ha expuesto previamente, está constituido por dos unidades principales: los macizos cristalinos infrahelvéticos, y los mantos de cabalgamiento de origen sedimentario (Kühni y Pfiffner, 2001). Esta división, en base a la génesis de los afloramientos, determina dos áreas litológicas bien diferenciadas en la cuenca, cuyo límite de contacto está definido por un lineamiento NE-SW (Figura 2.7).

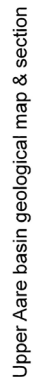
El área de cabecera de la cuenca (en el extremo SE) corresponde a materiales intrusivos paleozoicos, que pertenecen al núcleo del macizo cristalino de Aar, compuestos por granitos, granodioritas y sienitas (Figura 2.7). Estos materiales están en contacto con unidades de rocas metamórficas (pre-mesozoicas y para-mesozoicas) que exponen distintos grados de metamorfismo (anfíbolitas, micaesquistos, gneiss y metagranitoides). La composición mineral de este sector está marcada por la presencia de cuarzos, micas (biotitas, moscovitas), feldespatos y cloritas (Arn, 2002).

El sector sedimentario (al NW) está compuesto por secuencias incompletas de rocas carbonatadas de cobertura sometidas a un intenso plegamiento. La serie comienza con dolomías y calizas triásicas-jurásicas (con intercalaciones de margas); continúa con calizas y margas cretácicas; y filitas calcáreas y esquistos margosos (cretácicos-eocenos) (Figura 2.7).

Aparecen, asimismo, sectores puntuales de depósitos cuaternarios. Los fondos de valle principales (Innertkirchen, Urbachtal, llanura deltaica de Hasli) han sido rellenados por material aluvial. Se observan, además, depósitos de vertiente (de diferentes tipologías) en los sectores más elevados del área sedimentaria. Igualmente, se conservan materiales de morrenas laterales, cuyo mayor exponente se encuentra al N del ápice del Aare (Hasliberg). (Figura 2.7).

La partición de la cuenca en dos grandes áreas de desigual superficie (en torno al 35%, rocas sedimentarias; el 65% restante, cristalinas) estará representada en los materiales transportados y depositados por el Aare en la llanura deltaica (Schulte *et al.*, 2009; 2015; Carvalho, 2014); según provengan de las áreas de cabecera, en las que predominan los procesos de erosión glacial y periglacial y los movimientos de vertiente, o de las unidades carbonatadas, con altitudes menores, en las que prevalecen los procesos fluviales y gravitatorios. Ambas unidades definen también la distribución dominante de los tipos de suelos. De acuerdo con Hurni (2004), el sector cristalino se caracteriza por la aparición de regosols, rankers, gleys, podzols y suelos pardos. Por su parte, el área sedimentaria muestra rendzinas y rendzinas pardas.

El glaciar del Aare alcanzó su máxima extensión durante el LGM (entre 30 y 18 ka BP; Ivy-Ochs *et al.*, 2009), periodo durante el cual la superficie de la cuenca al completo estaba



Map extracted from Geological Map of Switzerland 1:500000, 2005.
Geological Institute, University of Bern, and Federal Office for Water and Geology
Source: www.swisstopo.admin.ch

25

cubierta por el manto de hielo (Hantke y Wagner, 2005). El modelado del paisaje holoceno en la región está determinado, por tanto, por la acción erosiva de las masas de hielo. Al finalizar el Pleistoceno comienza la retirada progresiva de los glaciares³, que se prolonga a lo largo del interglacial holoceno hasta la época actual, en la que las lenguas glaciares han quedado restringidas a las áreas de cabecera (Hormes *et al.*, 2001, Joerin *et al.*, 2006).

Valle (1994) define tres fases en la formación del relieve postglaciar de la cuenca. En primer lugar, el retroceso gradual del glaciar Aare deja un profundo valle de sobreexcavación pleistoceno, en el que se desarrolla un lago de grandes dimensiones (lago Wendel: desde el emplazamiento actual de la localidad de Thun hasta Meiringen; Hantke y Scheidegger, 2007). A continuación, se produce una intensa sedimentación en los frentes proglaciares y la cubeta que ocupa el lago; debido a la cual se forma el delta de Hasli, y los deltas de los ríos Kander, Lütschine y Lombach. La coalescencia de estos dos últimos divide el lago Wendel en dos (lagos Thun y Brienz), conformando la actual región de Bödeli (donde se emplaza la ciudad de Interlaken). Durante esta época se intensifica, asimismo, la actividad de los procesos gravitatorios (Sass y Krautblatter, 2007). La tercera fase (últimos 8000 años) se caracteriza por la dominancia de los procesos de sedimentación fluvial (Dehnert *et al.*, 2012) en los valles interiores y las llanuras deltaicas.

La acumulación sedimentaria a la salida de la cuenca alta del Aare conforma el delta de Hasli, progradando sobre el lago Brienz (antiguo lago Wendel), que actúa como una trampa sedimentaria de gran efectividad⁴. La geometría del delta está condicionada por el espacio de acomodación de la cubeta. El valle en U pleistoceno, caracterizado por las abruptas paredes de elevada pendiente y el fondo cóncavo, confina el delta, y determina su forma alargada (Figura 2.6). Esta particular configuración del delta define la dinámica sedimentaria actual en la llanura deltaica, pues ésta actúa como un fondo de valle aluvial (cuyo funcionamiento es semejante al de las llanuras de inundación fluvial⁵). El conjunto del material almacenado en la cubeta puede representar un volumen que alcance los 350 m de profundidad con respecto al nivel de superficie actual (Kellerhals y Haefeli, 1985). Está compuesto por material de morrena y till de fondo (a gran profundidad); depósitos de relleno postglaciar y tardiglaciar, que representan la mayor parte del material almacenado (y cuya edad máxima es 16 ka BP, en relación a la fase de Meiringen de retroceso del glaciar); y sedimentos fluviales recientes en las capas superficiales (Hantke y Wagner, 2005).

El relieve actual de la cuenca, una vez retiradas las masas de hielo, está determinado por los procesos de modelado fluvial y de vertiente, que remodelan la morfología originaria

³ Las fases de retroceso del glaciar Aare han sido establecidas por Hantke y Wagner (2005). De acuerdo con los núcleos de población situados a lo largo del curso del río Aare: fase de Thun, 18 ka BP; fase de Interlaken, 17 ka BP; fase de Meiringen, 16 ka BP; fase de Innertkirchen, 14 ka BP; fase de Handegg, 10.5 ka BP (las tres últimas dentro de la actual cuenca alta del río Aare).

⁴ En Carvalho (2014) se puede encontrar una detallada discusión sobre la conformación del delta; así como en Adams *et al.* (2001), que examinan el desarrollo subacuático del delta.

⁵ Este aspecto se discute en los capítulos 4, 5 y 6, pues la dinámica sedimentaria de la llanura deltaica constituye el objeto de estudio del trabajo.

de la cuenca. Los cursos principales producen valles estrechos en V en los tramos altos, y valles de fondo plano por el relleno de las cubetas de sobreexcavación. Los tributarios y torrentes laterales forman conos y abanicos aluviales. El sector sedimentario se caracteriza por presentar pendientes más suaves, con perfiles escalonados. En los sectores cristalino y metamórfico, las vertientes son abruptas y escarpadas. Se producen frecuentes movimientos en masa y fluvio-gravitarios (Ziegler *et al.*, 2013), asociados a la inestabilidad de las laderas, debido a la fusión glacial y nival y el deterioro del *permafrost* (Huggel *et al.*, 2012).

Los glaciares conforman en torno al 20% de la superficie de la cuenca en la actualidad. Durante el s. XX se ha producido un retroceso muy significativo de su extensión (Maisch *et al.*, 2000, Bauder, 2006, Zumbühl, 2008), originado por el incremento térmico registrado desde la LIA. Además de las formas de modelado glaciar heredadas (circos, aristas y horns, en cabecera; morrenas, artesas colgadas, rocas aborregadas y estriadas; cubetas en frentes proglaciares ocupadas por lagos; Hantke y Scheidegger, 2007), la actividad glaciar tiene una especial relevancia en el aporte sedimentario presente (Jaun *et al.*, 2007). Al igual que los procesos asociados al periglacialismo, que contribuyen a los movimientos de vertiente (deshielo de nichos nivales, aludes, formación de canchales).

2.3.2. CLIMA

Las condiciones climáticas en los Alpes están determinadas por la influencia de la dinámica del Atlántico N, la proximidad del Mediterráneo, y su localización en la gran placa continental euroasiática (Wanner *et al.*, 1997; Böhm *et al.*, 2001; Beniston y Jungo, 2002; Auer *et al.*, 2005). La NAO constituye el principal factor de control de los patrones meteorológicos en Europa; así como en el área alpina (Beniston y Jungo, 2002), que se revela como un espacio de alta sensibilidad a los cambios en la circulación atmosférica (Peña *et al.*, 2015). La variabilidad interanual de la NAO influye sobre las pautas de comportamiento de temperaturas, precipitaciones y nubosidad en el continente (Bladé *et al.*, 2011), que pueden tener significativos efectos sobre la cubierta nival y las masas de hielo, los regímenes hidrológicos y la vegetación en los Alpes (Beniston y Jungo, 2002). Diversos autores han establecido la relación entre la dinámica del Atlántico N y la incidencia de eventos climáticos extremos (Wanner *et al.*, 1997; Jungo y Beniston, 2001) e inundaciones (Wirth *et al.*, 2013; Peña *et al.*, 2015; Schulte *et al.*, 2015) en regiones alpinas.

Además de la influencia de los forzamientos externos, el factor topográfico juega un papel esencial en el clima alpino, pues define comportamientos diferentes en ambas vertientes, por la mayor influencia atlántica o mediterránea (la cara N es más húmeda que la cara S, y experimenta inviernos más rigurosos); así como cambios altitudinales: desde las llanuras exteriores en áreas bajas, a los fondos de valle y cuencas interiores, y a los climas de montaña en sectores elevados, por encima del límite arbóreo y la línea de nieves perpetuas (Böhm *et al.*, 2001).

La zonificación altitudinal, que matiza el clima templado húmedo dominante, es también observable en la cuenca alta del Aare, a partir de datos instrumentales de temperatura y precipitación de estaciones localizadas en la misma (Figura 2.8). Las estaciones de Brienz (566 m) y Meiringen (589 m), situadas en la llanura deltaica, registran temperaturas anuales alrededor de 8.5 °C. La estación de Guttannen (1057 m), siguiendo el curso del Aare hacia la cabecera, muestra un descenso de su temperatura media anual en torno a 2 °C. Las estaciones más elevadas (Axalp, sobre el lago Brienz, a 1535 m; y Grimsel Hospiz, al pie del área glaciada, a 1980 m) arrojan medias de 3.7 y 1.9 °C, respectivamente. El mismo efecto se observa en el caso de las precipitaciones, que incrementan con la altitud (Meiringen: 1375 mm anuales; Grimsel Hospiz: 1856 mm). Por encima de 3000 m, las temperaturas caen significativamente, con medias mensuales máximas en verano entre 0 y 4 °C, y mínimas entre -8 y -12 °C; y las precipitaciones ascienden hasta cifras superiores a 2500 mm anuales (Hurni, 2004).

El régimen estacional de ambas variables también está condicionado por el factor altitudinal. Las áreas bajas de la cuenca experimentan veranos templados e inviernos rigurosos (con temperaturas medias mensuales ligeramente negativas en los meses más fríos). Las condiciones térmicas se endurecen en las zonas más altas, como muestran los datos de los meses de invierno de la estación de Grimsel Hospiz (medias mensuales mínimas de hasta -8 °C). La precipitación en la cuenca es relativamente constante durante todo el año; si bien las distribuciones intraanuales exhiben cierta estacionalidad. Las estaciones de Brienz, Meiringen y Guttannen (Figura 2.8), muestran los máximos (en torno a 150 mm mensuales) en los meses estivales, algo menores en primavera y otoño, y los mínimos (alrededor de 80 mm) en invierno. A mayor altitud, este patrón estacional tiende a compensarse (Axalp; Figura 2.8) o invertirse, como sucede en cabecera. La estación de Grimsel Hospiz registra sus máximos pluviométricos en invierno, y la actividad se reduce progresivamente hacia el estío. La cuenca se encuentra cubierta por nieve en su práctica totalidad durante los meses de invierno; mientras que en verano la cubierta nival se restringe a sectores por encima de los 3000 m (Carvalho, 2014).

La Figura 2.8 expone, asimismo, las tendencias de ambas variables observadas desde 1864 hasta la actualidad para la mitad N de Suiza a partir de estaciones históricas. La serie de precipitaciones no muestra tendencia significativa. Por el contrario, las temperaturas revelan un incremento notable en el periodo más reciente, produciendo una tendencia positiva en la serie (sin olvidar que ésta comienza en una fase fría, como es el final de la LIA). La transición entre las condiciones frías previas a 1900 y el calentamiento actual se observa también en las temperaturas alpinas (Casty *et al.*, 2005). Según la reconstrucción de este mismo autor, las series de pluviosidad en los Alpes no muestran, de igual modo, tendencias significativas. Así, el incremento previsto de las precipitaciones, como consecuencia del ascenso térmico a final del s. XX, no ha sido constatado en los Alpes (Casty *et al.*, 2005). Begert *et al.* (2005) cifran el aumento de las temperaturas en estaciones al N de la cresta principal de los Alpes en torno a 1 °C/100 años (desde 1864 hasta 2000).

Hasli valley - Temperature & Precipitation (Instrumental data)

Source: MeteoSwiss

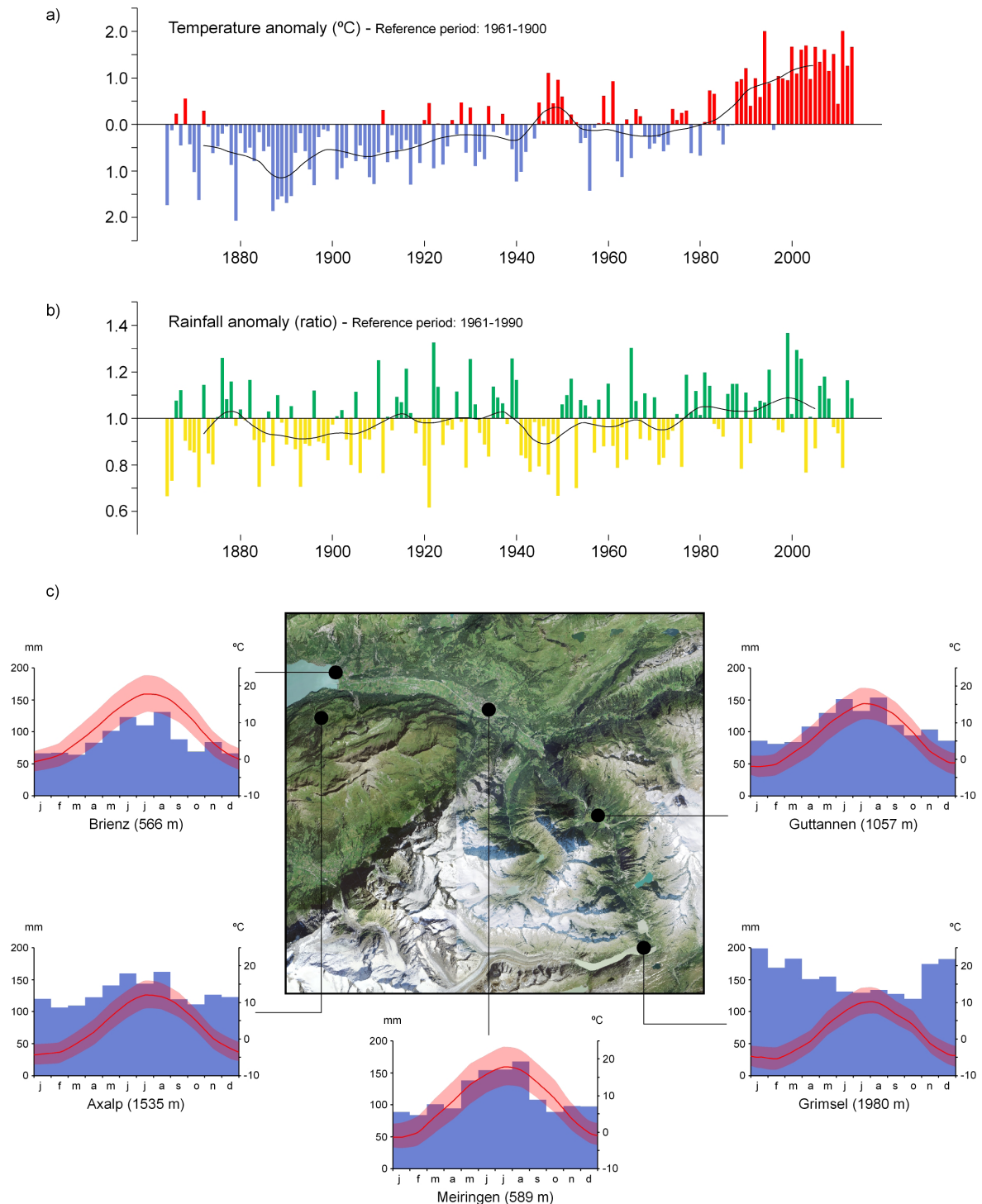


Figura 2.8. Precipitación y temperatura en la cuenca del alto Aare (datos instrumentales). a) Serie de temperatura 1864-2013 para la mitad N de Suiza a partir de estaciones históricas (anomalía respecto al periodo 1961-1990). b) Serie de precipitación 1864-2013 (ratio respecto al periodo 1961-1990). Fuente: MeteoSwiss. c) Climogramas de estaciones situadas en el área de estudio (periodo 1981-2010). Fuente: MeteoSwiss.

2.3.3. HIDROLOGÍA Y GESTIÓN HIDRÁULICA

La cuenca hidrográfica del valle Hasli presenta una red de drenaje dendrítica, cuyo colector principal es el Aare, que recibe, en su tramo medio, dos afluentes importantes procedentes de los valles de Urbach y Gadmen (Figura 2.9). Ya en la llanura deltaica, recibe desde la vertiente S el torrente de Rychenbach. Los tributarios de menor entidad son cortos, y están vinculados a la formación de conos y abanicos aluviales laterales.

La alimentación de los cursos principales y secundarios tiene un carácter fundamentalmente glacional (si bien durante los meses de verano, se agrega la componente pluvial). El deshielo de la cobertura nival y las masas de hielo juegan un papel esencial en el régimen hidrológico del tramo alto del Aare, que muestra su máxima descarga durante el estío. El caudal medio registrado en la estación de aforo de Brienzwiler (periodo 1954-1991) es de $35 \text{ m}^3/\text{s}$, con una descarga máxima de $444 \text{ m}^3/\text{s}$, medida durante el evento de crecida de 2005 (Carvalho, 2014). Este episodio produjo inundaciones catastróficas en multitud de cuencas y subcuencas del Oberland Bernés. Sus efectos fueron notables en las llanuras deltaicas de Hasli y Lütschine, pero también en la incidencia de debris flows y procesos fluvio-gravitatorios diversos en sectores más elevados (por ejemplo, conos de derrubios en Guttannen; Huggel *et al.*, 2012; y Brienz; WEA, 2005).

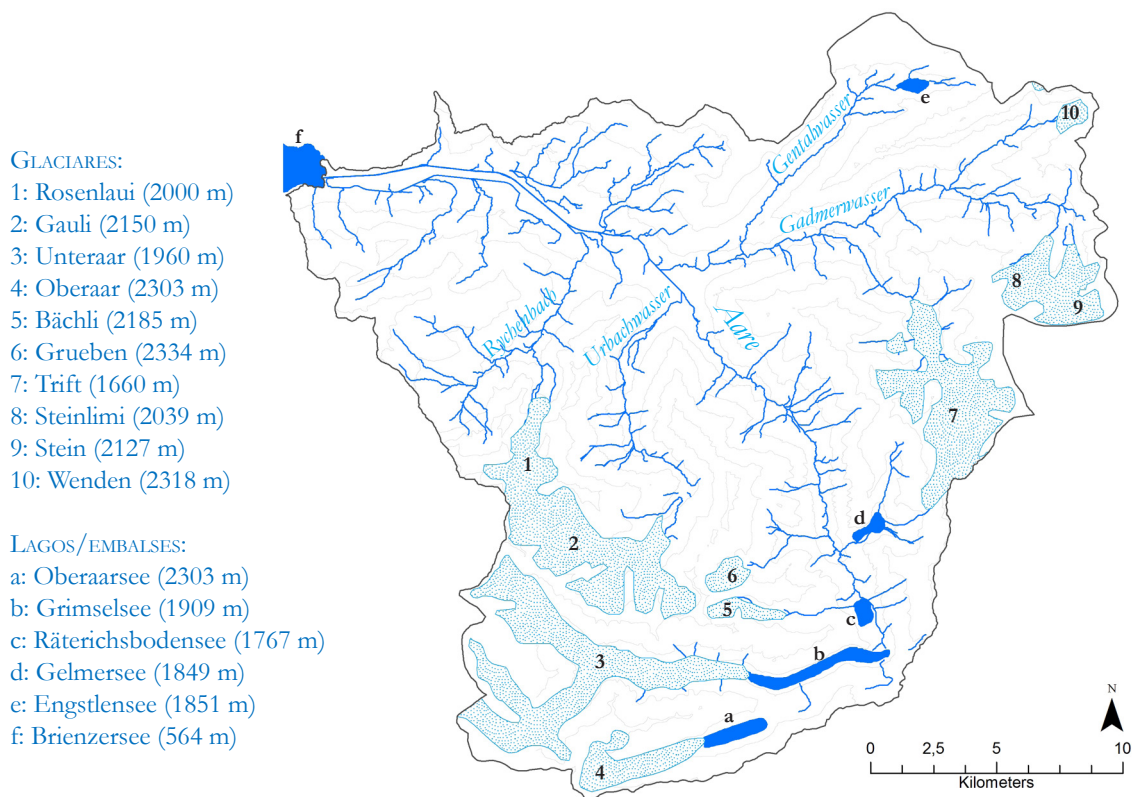


Figura 2.9. Red hidrográfica y glaciares en la cuenca alta del Aare. (En la leyenda, la altitud de los glaciares hace referencia al frente proglaciar, es decir al punto más bajo que alcanza el hielo en cada caso en la actualidad).

La avenida del 22 de agosto de 2005 se desencadena por la adición de dos factores. Al aporte de agua del deshielo (el evento se produce hacia el final del verano, cuando el caudal de las aguas de fusión es mayor) se añaden las intensas precipitaciones recibidas durante los días previos. De acuerdo con los informes técnicos de la WEA (2005), la crecida produjo la mayor subida del nivel de las aguas del lago Brienz desde 1890 (en la Figura 4.28 se puede observar una imagen de este efecto en el frente de la llanura deltaica). Este incremento alcanzó los 566.05 m snm (nivel actual del lago ≈ 564.5), superando en 85 cm el evento previo (en periodo instrumental) de mayor magnitud en este sentido (en el año 1999; WEA, 2005). La incidencia de la crecida podría haber sido más elevada, de no haber existido las presas del área de cabecera, que retuvieron parte del caudal producido por fusión (Schulte *et al.*, 2015). Según la reconstrucción de paleoinundaciones, a partir de registros sedimentarios y fuentes históricas, expuesta en el trabajo de Schulte *et al.* (2015), durante los últimos siglos se han podido producir eventos de igual o mayor magnitud al de 2005.

La Figura 2.9 muestra la localización y desarrollo de los glaciares de la cuenca. Los glaciares que alimentan directamente el Aare son el Unteraar (23.94 km²) y el Oberaar (5.46 km²). En ambos casos forman importantes lagos en su frente (Figura 2.5), represados para el aprovechamiento hidroeléctrico. El glaciar Gauli (unido al Rosenlauri; 22.98 km² entre ambos) avanza al valle de Urbach, en la vertiente izquierda del curso del Aare. En la cabecera de los valles que alimentan el río Gadenen se desarrollan los glaciares Trift (16.97 km²) y Stein (conectado en su parte superior con el Steinlimigletscher; con una extensión total de 8.63 km²). Existen, además otras formaciones de tamaño más reducido (Grueben, Bächli, Wenden). El desarrollo de lagos proglaciares, alimentados por el deshielo, puede ser origen de inundaciones repentinas (*outburst floods*) en la cuenca.

La intervención en los cursos y lagos mediante obras hidráulicas es intensa en el valle Hasli. Las primeras operaciones para la mitigación de los efectos de las inundaciones datan del s. XIII (Vischer, 2003), cuando se introduce una primera regulación para la gestión de las mismas. En 1434 se produce una subida del nivel del lago Brienz, debido al represamiento del canal que une los lagos Brienz y Thun en Interlaken (Willi, 1932; Vischer, 2003), con el fin de evitar la anegación de la zona. A finales del S. XVI se crea una cooperativa para el control del Aare, y comienzan a construirse diques defensivos en la llanura deltaica (Willi, 1932). Las actividades de mitigación se hacen más frecuentes durante el s. XVIII (Wetter, 2011), con la introducción de una nueva normativa de regulación en 1765 (Schulte *et al.*, 2015). Las obras en la llanura deltaica culminan con la canalización del curso del Aare, en 1876, con el levantamiento de diques que determinan un curso rectilíneo (modificando la anterior configuración meandriforme). Asimismo, se crea una tupida red de canales de drenaje superficiales y subterráneos (mediante los cuales controlar también la incidencia del acuífero en la llanura de inundación; en la Figura 4.22 se puede consultar un ejemplo parcial de esta red en el sector oriental de la llanura deltaica).

A lo largo de la primera mitad del s. XX se construyen las presas de Grimsel (Figuras 2.9 y 2.10), que forman un complejo entramado para la producción energética. Los embalses de Grimselsee, Oberaarsee, Räterichsbodensee y Gemelrsee (Figura 2.9) y otros de menor dimensión están conectados por una red de canales subterráneos, regulando el caudal de la cuenca (Figura 2.10). Las presas pueden almacenar un volumen total de 0.2 km³ (Finger *et al.*, 2006), y retienen el 68% del caudal del Aare entre 860 y 2365 m de altitud (Mützenberg, 2010).

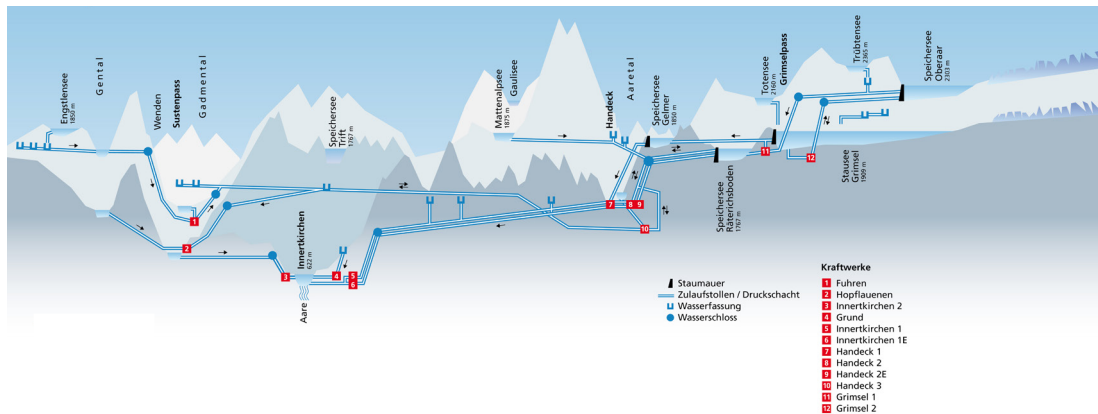


Figura 2.10. Esquema de las presas e instalaciones hidroeléctricas en la cuenca alta del Aare. Imagen: KWO - Kraftwerke Oberhasli AG.

Las acciones llevadas a cabo tienen como objetivo mejorar la habitabilidad de las zonas inundables, reduciendo el grado de exposición de los asentamientos a los eventos extremos. Pero además, la regulación de caudales y cursos comporta variaciones en los regímenes hidrológicos y la carga transportada, y, como consecuencia, en la dinámica sedimentaria fluvial (Finger *et al.*, 2006; Anselmetti *et al.*, 2007).

2.3.4. USOS DEL SUELO Y OCUPACIÓN HISTÓRICA DE LA CUENCA

La región del valle Hasli se divide administrativamente en ocho municipios (con un total de población de alrededor de 8000 habitantes): Meiringen (que actúa como cabeza del distrito), Hasliberg, Innertkirchen, Schattenalb, Guttannen y Gadmen. Los núcleos urbanos de estos municipios están situados en los fondos de valle, por debajo de 1000 m de altitud; si bien cuentan con un notable poblamiento disperso, localizado en vertientes y sectores más elevados.

Las vías de comunicación más importantes siguen las rutas comerciales tradicionales de la región, y conectan el Cantón de Berna con el valle del Ródano, en el Cantón de Valais (a través del Grimselpass), y con el Cantón de Uri (por el Sustenpass), ambos al E; y hacia el N (por el Brünigpass), con el Cantón de Obwalden en la ruta hacia Lucerna y Zürich.

Los sectores productivos tradicionales (agricultura, ganadería) mantienen en la actualidad cierto grado de actividad. No obstante, el modelo de desarrollo económico se basa en la oferta turística de la región; y, en menor medida, en la producción energética. La inversión en infraestructuras en ambos sectores ha sido notable en la última época (líneas de ferrocarril, instalaciones deportivas para la práctica de deportes de invierno, centrales hidroeléctricas). Cabe destacar también la presencia en la llanura deltaica del aeródromo militar de Meiringen, en Unterbach (Figura 2.5).

El uso de suelo dominante en la cuenca corresponde a las masas forestales y pastizales alpinos, en sectores por debajo de 2000 m de altitud (Figura 2.11). El uso agrícola, restringido a los fondos de valle, se dedica fundamentalmente a la producción de forraje. En términos históricos, la deforestación llevada a cabo por las comunidades locales, con el objetivo de ganar espacios de pasto para la ganadería trashumante, ha modificado los usos de suelo naturales; que han podido comportar variaciones de la línea de desarrollo arbóreo (*timberline*), y un impacto significativo sobre los procesos de erosión en vertientes.

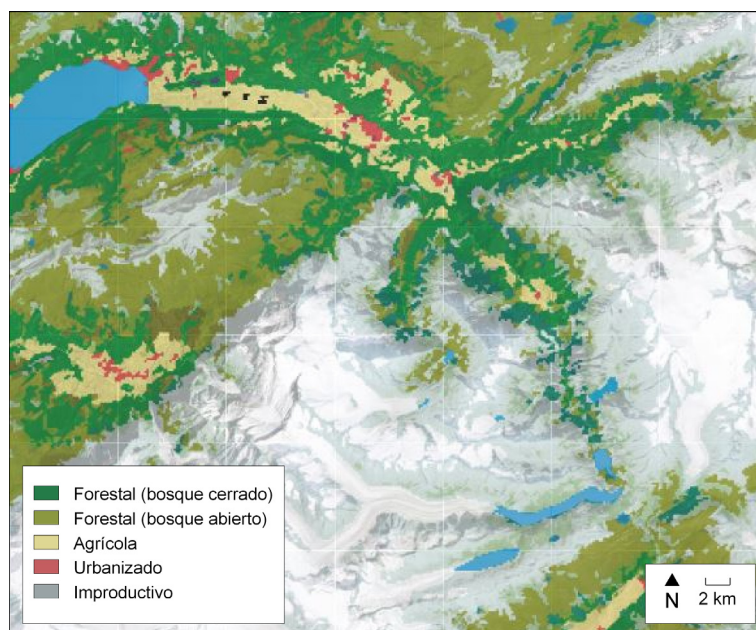


Figura 2.11. Principales usos del suelo en la región del alto Aare. Fuente: SwissTopo.

El primer asentamiento estable en la región data del s. V AC, en el actual emplazamiento de la localidad de Brienz (Jorio, 1988), en la desembocadura del Aare en el lago. Con el florecimiento de la civilización romana se incrementa la presión demográfica en la cuenca; que entra en declive durante el periodo de las grandes migraciones, en el que nuevos pobladores, de origen germánico, se establecen en la región. A lo largo de la Edad Media, se desarrolla una intensa actividad agrícola y ganadera (unida a la recuperación demográfica), que conlleva una reducción de la masa forestal. La deforestación se prolonga hasta principios

del s. XX (Van der Knaap *et al.*, 2000; Wick *et al.*, 2003), cuando se invierte la tendencia y comienza la reforestación, primero de forma natural, por el abandono progresivo de la ganadería trashumante, y más tarde reforzada por las políticas medioambientales (Wick *et al.*, 2003). Durante la Edad Moderna se desarrollan los intercambios comerciales a través de los pasos mencionados, y se suma una incipiente actividad extractiva. El modelo productivo tradicional pierde su vigencia con la introducción del turismo durante el s. XX.

Las modificaciones antrópicas de los usos del suelo en la cuenca, así como la instalación de nuevas infraestructuras, suponen un forzamiento que modifica la respuesta del sistema fluvial. Vischer (2003) constata una importante influencia humana en los sistemas fluviales alpinos durante el último milenio, particularmente durante los últimos 700 años, que ha podido producir cambios en la dinámica sedimentaria de los mismos.

3

METODOLOGÍA

La metodología empleada en el trabajo comprende tres aspectos principales: la obtención de muestras sedimentarias en el terreno; los análisis de laboratorio practicados a dichas muestras; y la interpretación de los datos generados por medio de dichos análisis que se integra con la modelización SIG de la acumulación de sedimentos.

3.1. TRABAJO DE CAMPO

Las actividades realizadas en las campañas de trabajo de campo están básicamente dirigidas a extraer testigos sedimentarios en la llanura deltaica. Los testigos (*cores*), y su descripción, son clave: es la fuente a partir de la cual se pueden desarrollar los posteriores análisis de laboratorio y modelización.

La planificación del trabajo de campo se asienta sobre el trabajo realizado por el grupo Fluvalps durante la última década. El análisis de cartografía histórica y de las diferentes posiciones del curso del Aare (Schulte *et al.*, 2011; Schulte *et al.*, 2015), el estudio de sondeos profundos (Carvalho y Schulte, 2013; Carvalho, 2014; Schulte *et al.*, 2015), así como el análisis de la superficie de la llanura aluvial mediante el modelo digital del terreno, permiten establecer la localización de los lugares adecuados de sondeo.

3.1.1. PERFILES DE SONDEOS

El trabajo se basa en la realización de sondeos en profundidad en la llanura deltaica del valle Hasli. Dichos sondeos se organizan en forma de cuatro perfiles transversales, planificados en función de la existencia previa de sondeos profundos llevados a cabo por el grupo Fluvalps durante anteriores campañas. Se traza, en los puntos donde se encuentran estos sondeos, cuatro segmentos perpendiculares a la dirección general del valle. Así se pretende cubrir los diferentes ámbitos de sedimentación de la llanura aluvial, desde el sector más distal (al W, junto a la desembocadura del río Aare en el lago Brienz) hasta el área apical (al E). La Figura 3.1 recoge la localización exacta de los sondeos realizados. Una vez trazado el perfil, dicha localización está determinada por diversos factores: consecución del permiso de sondeo por parte de la administración competente (Departamento de Obras Públicas, Transporte y Energía del Cantón de Berna, Oficina de Aguas y Residuos) y del propietario de la parcela en cuestión; existencia de infraestructuras en el subsuelo (conductos y canalizaciones propias de las viviendas del valle, cableado militar, conductos pertenecientes al gaseoducto Transigas¹, canales de drenaje).

Los perfiles, denominados AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5, están compuestos por dos sondeos profundos y varios sondeos someros, realizados a razón de uno cada 20 metros (excepto

¹ El gaseoducto Transigas cruza el territorio suizo en sentido N-S, conectando el sistema Trans Europa Naturgas Pipeline, en Alemania, y Gaz de France, en la frontera franco-suiza, con el Norte de Italia.

en aquellos lugares en los que resulta imposible por la existencia de infraestructuras subsuperficiales). La localización de los perfiles en la llanura aluvial responde al interés sedimentológico de los sectores donde se encuentran. No obstante cabe puntualizar que: a) entre los perfiles AP-2 y AP-3 se asientan las instalaciones del aeropuerto de Meiringen, lo que no permite sondear; b) al este del perfil AP-3, y hasta el ápice del delta, encontramos materiales gruesos (arenas y gravas), que son de escaso interés para su análisis en laboratorio. Así, se considera que los perfiles representan adecuadamente la variedad sedimentaria del fondo del valle Hasli inferior. La Tabla 3.1 muestra el número de sondeos que conforman cada uno de los perfiles, así como la profundidad alcanzada en cada uno de ellos (el total de metros sondeados en nuevas perforaciones para el trabajo es de 256 m).

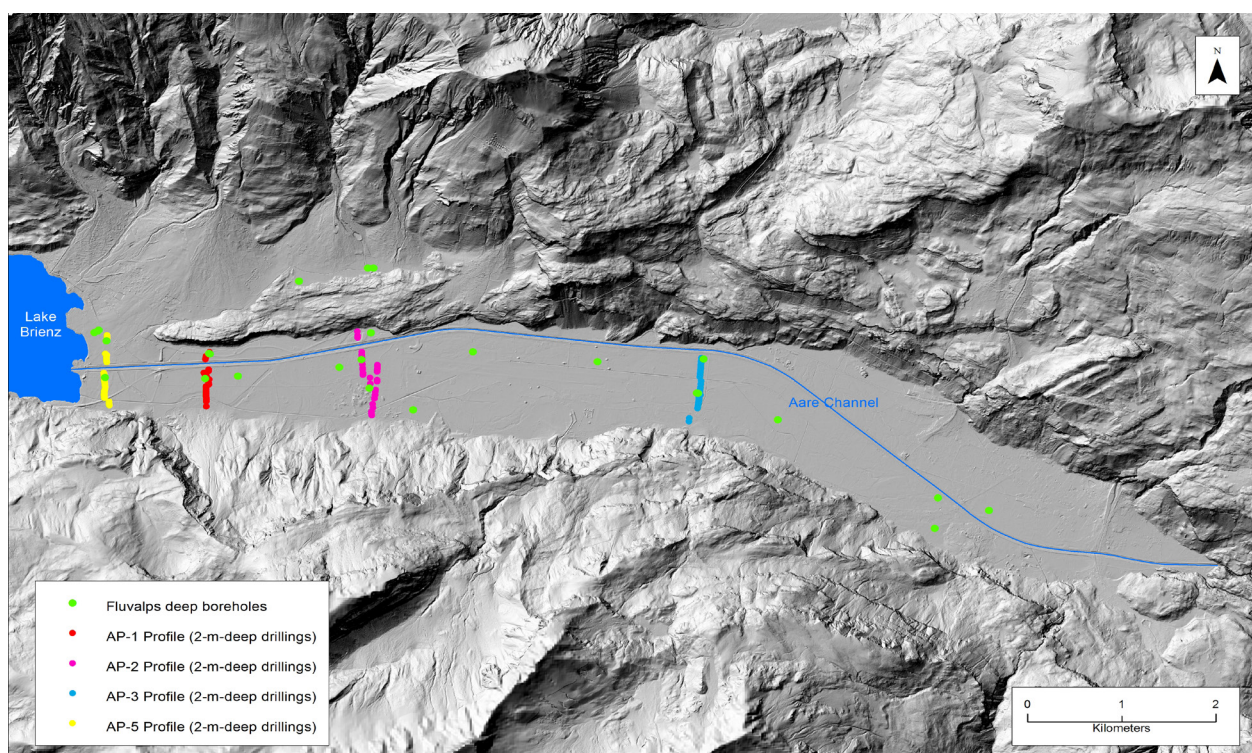


Figura 3.1. Localización de perfiles en el valle Hasli. Sondeos realizados en cada perfil.

Los perfiles han sido completados en diferentes campañas de trabajo de campo (Tabla 3.1). Durante la campaña de 2011 se lleva a cabo el perfil AP-1, con 25 sondeos cortos, y se perfora el primer sondeo profundo del perfil AP-3 (AA-21, 6 m). La campaña de 2012 permite efectuar los sondeos cortos del perfil AP-3 (28 sondeos). Durante la campaña de 2013 se ejecutan los sondeos profundos que complementan los anteriores perfiles: AA-41 (7 m) en AP-1; AA-49 (6 m) en AP-2; AA-43 (5 m) en AP-3; y AA-48 (6 m) en AP-5. Además, se realizan los sondeos cortos de los restantes perfiles: 32 en AP-2 y 28 en AP-5.

Cada uno de los perfiles se analiza individualmente en primera instancia para comprender el proceso de agradación en cada sección de la llanura aluvial. Posteriormente, se combinan para hacer posible la elaboración del modelo general de sedimentación.

Tabla 3.1. Resumen de sondeos por perfil. Profundidades alcanzadas y año de realización (entre paréntesis los años de los sondeos previos realizados por el grupo Fluvalps). La longitud expresa la distancia entre los dos sondeos que se encuentran en los extremos de cada perfil.

Perfil	Long (m.)	Denominación de sondeos profundos	Prof. (m)	Año de realización	Número de sondeos someros	Prof. (m)	Año de realización
AP-1	652	AA-2	9	(2008)	25	2	2011
		AA-40	7	2013			
AP-2	952	AA-21	6	2011	32	2	2013
		AA-49	6	2013			
AP-3	751	AA-6	9	(2009)	28	2	2012
		AA-42	5	2013			
AP-5	824	AA-10	9	(2010)	28	2	2013
		AA-48	6	2013			

3.1.2. SONDEOS

El trabajo contempla un total de 283 m sondeados: 113 sondeos someros (2 m de profundidad) y ocho sondeos profundos (longitud variable). La técnica empleada difiere sustancialmente en función del tipo de sondeo realizado. Los sondeos someros se llevan a cabo por medio de un dispositivo manual de perforación: sonda Pürckhauer (Figura 3.2). La introducción y extracción de la sonda se realiza manualmente. Los testigos sedimentarios extraídos son analizados *in situ* y posteriormente desechados (si bien se recogen muestras de materia orgánica susceptibles de ser utilizadas para su datación por radiocarbono).

Los sondeos profundos se ejecutan por medio de un dispositivo mecánico. Para la introducción de la sonda se emplea un martillo de percusión Wackerhammer BH23. La extracción se realiza con un sistema hidráulico Nordmeyer Hydr. rod lifter 120 kN (Figura 3.3). Generalmente, se ha realizado un primer sondeo exploratorio con una sonda de ventana (*open liner*), a partir del cual se realiza la descripción preliminar, para luego realizar el sondeo con el que extraer los testigos sedimentarios, que son posteriormente analizados en el laboratorio (Figura 3.4).



Figura 3.2. Sondeo manual con sonda Pürckhauer (izquierda).
Autora: N. Martín. Ejemplo de la muestra de sedimentos obtenida (derecha).



Figura 3.3. Ejecución de un sondeo con sonda cerrada.
Elementos utilizados: martillo de percusión Wackerhammer BH23. Dispositivo de extracción Nordmeyer Hydr. rod lifter 120 kN. Autora: N. Martín.



Figura 3.4. Ejemplo de registros sedimentarios en sonda abierta (izquierda), y en sonda cerrada (tubo de pvc) (derecha).

3.1.3. DESCRIPCIÓN LITOSTRATIGRÁFICA DE REGISTROS SEDIMENTARIOS

Para cada uno de los sondeos realizados se elabora una descripción macroscópica en el campo atendiendo a diferentes aspectos. Se caracteriza cada uno de los niveles encontrados en la columna de sedimentos extraída según:

- La granulometría (tamaño de las partículas), desde la fracción más fina a la más gruesa: arcilla, limo, franco, arena fina, arena gruesa y grava.
- El tipo de contacto entre niveles (cada capa con la inmediatamente superior e inferior): difuso, gradual, claro, abrupto.
- El color del material: por medio del uso de la Tabla Munsell.
- El contenido de carbonatos: el grado de reacción del material al HCl define la proporción de carbonato en cada tipo de sedimento.
- La presencia de materia orgánica: carbón vegetal, restos de plantas, madera, niveles turbosos, raíces y gasterópodos.
- La presencia de óxidos: define procesos edáficos de oxidación.

La descripción de los sondeos realizada en el campo es un elemento básico para la posterior reconstrucción de la arquitectura sedimentaria fluvial de la llanura deltaica. La Figura 3.5 muestra un ejemplo de una ficha de sondeo realizada en el campo².

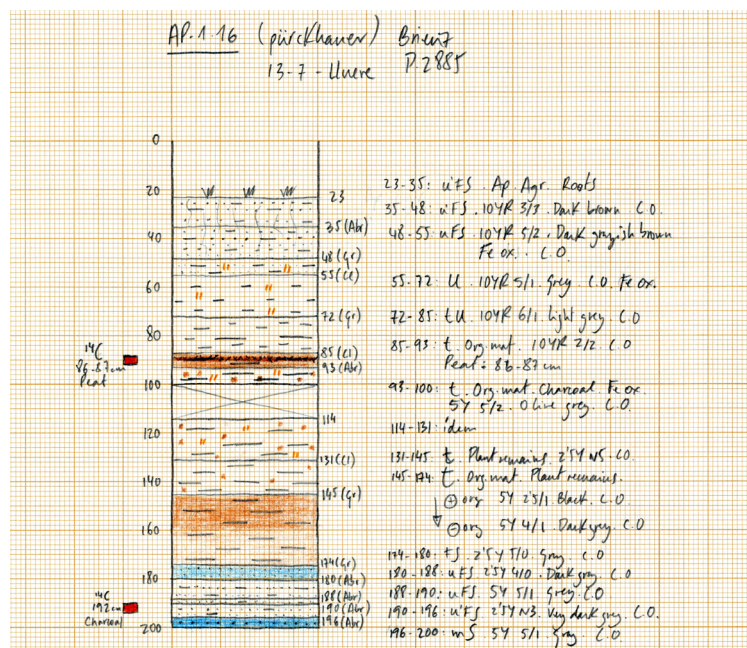


Figura 3.5. Ejemplo de descripción litoestratigráfica de un sondeo somero realizada durante el trabajo de campo.

² Las descripciones de todos los sondeos realizados se pueden consultar en el Anexo.

3.1.4. CARTOGRAFÍA DE PALEOCANALES Y ESTRUCTURAS FLUVIALES

La observación de la superficie topográfica de la llanura aluvial en los sectores donde se encuentran los perfiles proporciona información complementaria a la obtenida mediante los sondeos para la interpretación del proceso de agradación. Así, con la ayuda de un modelo digital del terreno (MDT) de alta resolución (2 m) se cartografían dichos sectores atendiendo, particularmente, a la presencia de paleocanales, *levées*, depósitos de *crevasse splay* y áreas deprimidas o sobreelevadas. La Figura 3.6 muestra los mapas realizados en el contexto del valle Hasli.

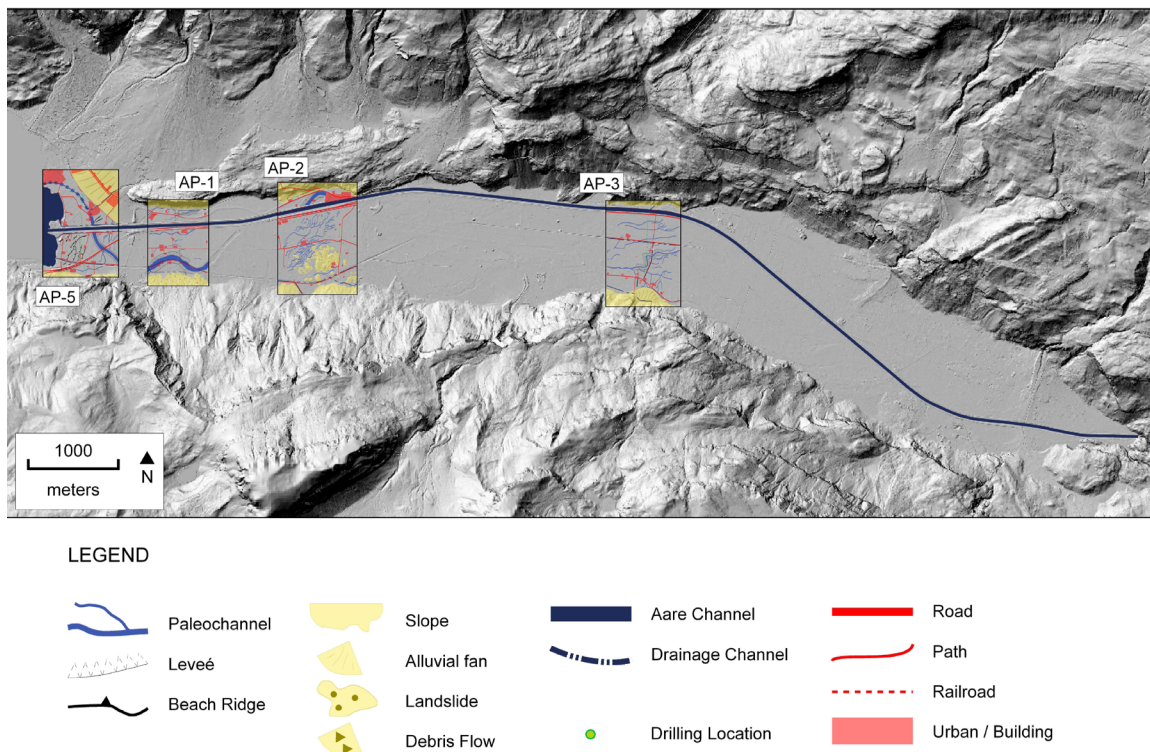


Figura 3.6. Localización de la cartografía de paleocanales y estructuras fluviales realizada en la llanura deltaica.

3.2. TRABAJO DE LABORATORIO

Las tareas de laboratorio conforman la segunda fase de análisis de los *cores*, tras la descripción preliminar en campo. El objetivo de los análisis realizados es establecer las características físicas y geoquímicas de los sedimentos recuperados mediante los sondeos. Para ello se estudia el contenido de materia orgánica, la composición de elementos químicos y la textura de los testigos sedimentarios. Asimismo, se toman muestras de materia orgánica para su posterior datación mediante AMS ^{14}C , a partir de las cuales conformar los modelos cronoestratigráficos.

3.2.1. *LOSS ON IGNITION* (LOI). ESTIMACIÓN DEL CARBONO ORGÁNICO EN MUESTRAS DE SEDIMENTOS

El método *loss on ignition* (pérdida en ignición secuencial) es un procedimiento sencillo ampliamente utilizado para estimar el contenido de carbono orgánico (OC) e inorgánico (IC) en muestras de sedimentos (Dean, 1974; Heiri *et al.*, 2001; Santisteban *et al.*, 2004). El estudio del contenido de OC de los *cores* profundos se ha realizado en el Laboratori de Geografia Física del Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional de la Universitat de Barcelona. Se ha analizado por el método *loss on ignition* (LOI) un total de 1549 muestras, distribuidas tal como muestra la Tabla 3.2.

Tabla 3.2. Muestras procesadas según el método LOI, por perfiles. El muestreo se realiza a resolución centimétrica. Sondeo AA-2: desde la superficie a 5.53 m de profundidad; sondeo AA-21: de 0 a 6 m de profundidad; sondeo AA-43: de 0 a 3 m; sondeo AA-10: de 0 a 2 m.

Perfil	Sondeo	Prof. (m)	Muestras analizadas
AP-1	AA-2	9	510
AP-2	AA-21	6	569
AP-3	AA-43	5	239
AP-5	AA-10	9	186

El método consiste, básicamente, en someter la muestra a diferentes temperaturas en varios periodos secuenciales previamente establecidos, para examinar la pérdida de peso de la misma entre estos periodos. El análisis diferencial del peso de la muestra permite estimar el contenido de OC mediante la aplicación de fórmulas sencillas. La literatura respectiva al método recoge diferentes fórmulas para realizar dicho cálculo. Se ha optado por seguir las especificaciones expuestas en Heiri *et al.* (2001) y Santisteban *et al.* (2004) por considerarlas las más apropiadas para el tipo de sedimento (fluvial, heterogeneidad de texturas) con el que se ha trabajado (Carvalho, 2014).

Si bien el método permite estimar, además del OC, el contenido de IC y de carbonatos de las muestras, en el presente trabajo se ha calculado únicamente el OC. Se ha descartado el cálculo del contenido de CaCO_3 , puesto que los resultados obtenidos por LOI son equiparables a los obtenidos mediante XRF (método no destructivo, más eficiente) para el contenido de Ca (Carvalho, 2014, estudia la correlación entre ambos métodos). Los pasos metodológicos puestos en práctica para la aplicación de esta técnica se recogen de manera simplificada en el Cuadro 3.1; y se ciñen exclusivamente a la estimación del carbono orgánico (en las referencias reseñadas se pueden consultar las fórmulas para el cálculo de los niveles de IC y carbonatos).

Cuadro 3.1. Método LOI para el cálculo del OC (basado en Heiri *et al.*, 2001 y Santisteban *et al.*, 2004).

- Se extrae una muestra de sedimento del *core* de aproximadamente 1 cm³.
- Se tamiza la muestra con un cedazo de 2 mm, para extraer las partículas gruesas (gravas) que pueda contener.
- Se coloca la muestra en un recipiente para secarla durante 24 horas a 60 °C. De este modo, el sedimento perderá el agua intersticial que pueda contener.
- Se tritura la muestra por medio de un molino de bolas durante 2 minutos a 40 Hz.
- Se coloca 1 g (aproximadamente) de muestra triturada en un crisol, previamente pesado en una balanza de precisión y rotulado con el identificador de la muestra. Se pesa el crisol con el sedimento (DW60°). La diferencia entre el peso del crisol con muestra y el crisol vacío es la cantidad exacta de sedimento que será sometida al calentamiento.
- Se introduce la muestra en el horno a 105 °C durante 12 horas. Así se evapora la posible agua estructural que ésta pueda contener. Se pesa nuevamente el crisol (DW105°).
- Se introduce nuevamente en el horno a 550 °C durante 4 horas, periodo durante el cual el carbono orgánico entra en combustión. Se pesa de nuevo el crisol (DW550°).
- Habiendo anotado todos los pesajes realizados, se aplican las fórmulas (1), (2) y (3), para obtener así el porcentaje de contenido de materia orgánica de la muestra.

$$(1) \quad \text{LOI } 105^{\circ} = (\text{DW}60^{\circ} - \text{DW}105^{\circ} / \text{DW}60^{\circ}) \times 100$$

$$(2) \quad \text{LOI } 550^{\circ} = (\text{DW}105^{\circ} - \text{DW}550^{\circ} / \text{DW}105^{\circ}) \times 100$$

$$(3) \quad \text{OC } (\%) = \text{LOI } 550^{\circ} / 2$$

Una vez procesadas todas las muestras extraídas de un *core*, los resultados muestran el comportamiento de la materia orgánica a lo largo de la columna de sedimentos. Este tipo de información se utiliza en estudios sedimentarios de distintos ámbitos (marinos, lacustres, costeros, fluviales). En el caso concreto de sedimentos aluviales, la curva de OC, en combinación con los datos de granulometría y geoquímica, permite caracterizar con precisión las facies encontradas (y corroborar así la información obtenida mediante las descripciones de campo). La presencia de alto contenido en OC puede indicar fases de estabilidad (formación de suelos) o de condiciones de encharcamiento (formación de paquetes turbosos), en las que no se ha recibido agradación (Schulte *et al.*, 2009).

El método LOI es válido para entender las tendencias generales del OC en las secuencias sedimentarias sondeadas, si bien debe ser considerado de carácter semicuantitativo por los problemas derivados de su aplicación:

- El tipo de granulometría (muy variable en sedimentos fluviales) y el tipo de material mineral puede sesgar los resultados obtenidos (Santisteban *et al.*, 2004).
- Las turbulencias creadas en el receptáculo del horno no permiten un calentamiento uniforme del mismo, afectando a la temperatura a la que están sometidas las muestras (Heiri *et al.*, 2001).
- La heterogeneidad propia de las muestras introduce un leve error en las mediciones. Se seleccionan 36 muestras representativas del sondeo AA-21 (diferente granulometría y contenido de OC) y se dividen en dos. Se realiza el proceso en cada una de las parejas (repitiendo escrupulosamente los pasos y las condiciones) para comparar los resultados obtenidos. La desviación promedio entre una ronda de mediciones y la réplica es del 0.06% (lo que implica un error promedio del 5.7%).
- La pérdida de peso del propio crisol al ser sometido a repetidos ciclos de calentamiento puede introducir un ligero error en el cálculo.
- Las variaciones producidas en la balanza de precisión por los cambios de presión barométrica pueden afectar al resultado, pues el procesado de una muestra se lleva a cabo durante tres días consecutivos.

Por tales motivos, la rigurosa repetición (para todas las muestras) de los pasos y condiciones involucrados en el procedimiento es clave para alcanzar una alta fiabilidad de los resultados.

3.2.2. GRAIN SIZE ANALYSIS. ESTUDIO DE GRANULOMETRÍA (TEXTURA) DE SEDIMENTOS

El análisis de la distribución del tamaño de las partículas en suelos o sedimentos mediante la difracción láser es un procedimiento comúnmente utilizado en estudios paleoambientales para estimar la variabilidad de la textura de los depósitos (Riley y Bryant, 1979; Loizeau *et al.*, 1994; Beierle *et al.*, 2002; Blott y Pye, 2006; Ryzak *et al.*, 2007). El estudio de granulometría de los *cores* AA-2, AA-10 y AA-21 se ha llevado a cabo en el Departamento de Geografía Física del Geographisches Institut de la Universität Bern (Suiza). Se ha procesado un total de 735 muestras (realizando al menos dos mediciones por muestra), más diversas pruebas para calibrar la bondad del método respecto al pretratamiento de las muestras y a los reglajes del analizador láser. Las mediciones realizadas se distribuyen como refleja la Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Muestras sometidas a análisis de textura por difracción láser, por perfiles.

Perfil	Sondeo	Prof. (m)	Muestras analizadas
AP-1	AA-2	9	391 ^a
AP-2	AA-21	6	159
AP-3	AA-43	5	Sin datos ^b
AP-5	AA-10	9	185

El muestreo se realiza a resolución centimétrica en los sondeos AA-2 (0 - 1 m, 2.41 - 5.53 m de profundidad), y AA-10 (0 - 2 m). El sondeo AA-21 se muestrea cada 3 cm (0 - 6 m de profundidad). Los datos del sondeo AA-2 se completan con los obtenidos por Carvalho (2014) en los tramos 1 - 2.4 m y 5.54 - 7 m. Se opta por esta solución tras constatar que el coeficiente de correlación entre los datos propios y los de Carvalho (2014) en los tramos comunes es de 0.9 (Tabla 3.3^a). El perfil AP-3 no cuenta con datos de granulometría para ninguno de los sondeos que lo componen, excepto el sondeo AA-6, analizado previamente por Carvalho (2014) (Tabla 3.3^b). La técnica consiste en someter las muestras de sedimento, previamente tratadas, a difracción láser. Para ello se utiliza equipamiento específico: Mastersizer 2000 de Malvern Instruments Ltd. Cada patrón específico de difracción del láser corresponde a una distribución granulométrica. Los datos obtenidos son procesados mediante *software*³ para obtener la proporción contenida en la muestra de cada uno de los intervalos de granulometría (ejemplo en Figura 3.7). Se aplica la escala internacional de granulometría (ISO 14688-1) (Tabla 3.4).

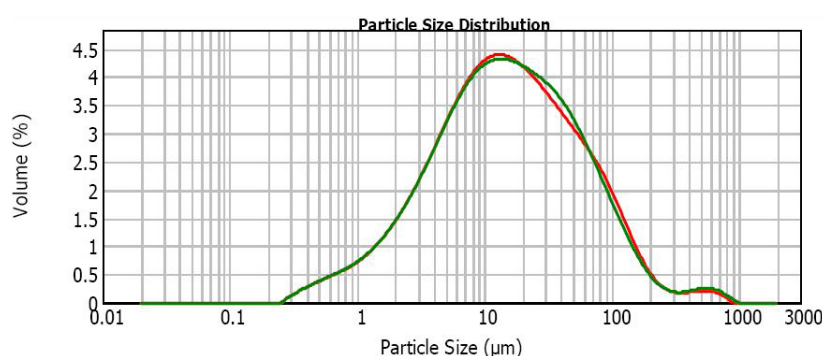


Figura 3.7. Ejemplo de distribución del tamaño de las partículas de una muestra del *core* AA-10.

Tabla 3.4. Sistema internacional de clasificación de las partículas de suelos y sedimentos. En color azul, el rango de granulometría al que se hace referencia a lo largo del trabajo.

Name		Size range (mm)	
Very coarse	Large boulder	>630	
	Boulder	200 - 630	
	Cobble	63 - 200	
Coarse	Gravel	Coarse gravel	20 - 63
		Medium gravel	6.3 - 20
		Fine gravel	2.0 - 6.3
	Sand	Coarse sand	0.63 - 2.0
		Medium sand	0.2 - 0.63
		Fine sand	0.063 - 0.2
		Fine	Coarse silt
Medium silt	0.0063 - 0.02		
Fine silt	0.002 - 0.0063		
Clay	≤0.002		

³ Los reglajes del analizador láser se configuran específicamente para la medición de depósitos fluviales (que muestran mayor heterogeneidad que los sedimentos lacustres, por la mayor presencia de partículas gruesas).

Las muestras requieren de un tratamiento previo específico para poder ser medidas en el Mastersizer 2000. El pretratamiento se basa en los propios manuales técnicos del equipo utilizado, pues existen escasas referencias bibliográficas que expongan profusamente este aspecto (Konert y Vandenberghe, 1997; Buurman *et al.*, 2001; Blott y Pie, 2006; Taubner *et al.*, 2009; Ryzak y Bieganski, 2011). Los pasos a seguir en el procedimiento estándar se especifican en el Cuadro 3.2.

Cuadro 3.2. Pretratamiento de muestras para medición por difracción láser.

- Se extrae alrededor de 1 g de muestra de sedimento y se coloca en un vaso de precipitados.
- Se añade peróxido de hidrógeno (H_2O_2) para eliminar la materia orgánica (ésta puede funcionar como núcleo de agregación, e inducir a inexactitudes en la medición). Se deja reposar hasta que la materia orgánica haya sido eliminada por completo (dependiendo de la cantidad, hasta 5 días). La aplicación de calor a las muestras con un baño de arena termostatzado acelera la reacción (temperatura no superior a 100 °C, pues la reacción puede desbordar el vaso de precipitados).
- Una vez que la muestra ha dejado de reaccionar al H_2O_2 , se pasa a un tubo de plástico, añadiendo agua destilada. Se centrifuga la muestra (10 minutos, 3000 rpm). Después se decanta y se aspira el agua sobrante. (Este paso se repite dos veces).
- Se añade dispersante a la muestra (20 cl). Dispersante: 33 g de $(NaPO_3)_6$ más 7 g de Na_2CO_3 por cada 1000 ml de H_2O (no debe permanecer expuesto a la luz).
- Se deja reposar la muestra durante 24 horas y, a continuación, se agita durante dos horas.
- En el momento de la medición, la muestra ha de ser removida inmediatamente antes de ser colocada en el equipo. Utilizando una pipeta se coloca una pequeña cantidad de muestra en el recipiente⁴. Se realizan dos mediciones de cada una de las muestras. Cada una de ellas se compone a su vez de tres mediciones realizadas por el analizador láser con las que se obtiene un promedio que será el resultado final. Así se minimizan los posibles errores debidos a la heterogeneidad de las partículas de los sedimentos.

El proceso de preparación de las muestras provoca que la aplicación de esta técnica requiera mucho tiempo (un promedio de 6 días de pretratamiento para cada una). En consecuencia, se han realizado diversos test para reducir el tiempo del procedimiento.

En relación al contenido en materia orgánica en las muestras, se realizan pruebas con el fin de determinar si la oxidación con H_2O_2 es necesaria en muestras con escaso contenido

⁴ Para tratar de compensar las diferentes velocidades de sedimentación de cada fracción, se toma la muestra con el tubo inclinado y más cerca del fondo que de la superficie, para no perder la fracción más gruesa. Todas las muestras deben ser tomadas de igual manera para obtener una medición homogénea de todo el *core*.

de materia orgánica. El objetivo es establecer un umbral por debajo del cual los resultados no varíen entre una muestra oxidada (materia orgánica eliminada) y la misma muestra inalterada. Se escogen varias muestras con diferentes niveles de OC (previamente calculado por el método LOI) y se separan en ocho partes: cuatro se oxidan con H_2O_2 y las restantes no se tratan. Se mide la granulometría de las ocho submuestras (Figura 3.8).

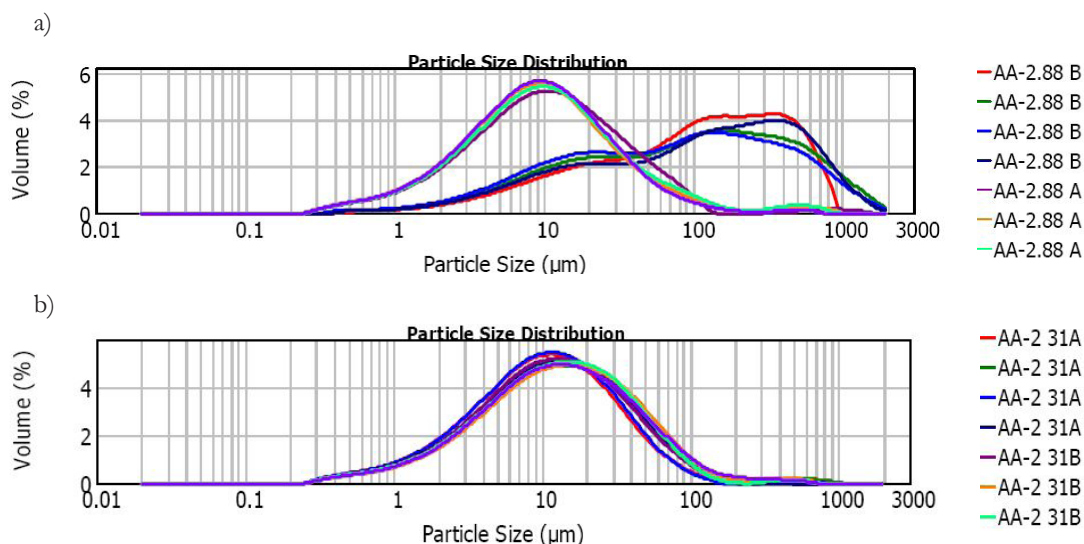


Figura 3.8. Ejemplos de comparación de mediciones entre muestras oxidadas y muestras no tratadas. a) Resultado de la medición de la muestra 88 cm del *core* AA-2 (OC = 5.37%). Se observa cómo la distribución de las mediciones B (submuestras no oxidadas con H_2O_2) produce valores más gruesos que los de las muestras A (submuestras tratadas con H_2O_2). b) Resultado de la medición de la muestra 31 cm del *core* AA-2 (OC = 1.16%). Los resultados varían muy ligeramente entre las muestras A y B, debido al escaso contenido de materia orgánica de la muestra.

El resultado, tal como expone la Figura 3.8, evidencia que la eliminación de los componentes orgánicos es ineludible. Las submuestras sin tratar arrojan resultados más gruesos (la materia orgánica actúa como núcleo de agregación). Si bien las diferencias disminuyen cuanto menos porcentaje de OC posee una muestra, éstas comienzan a ser sensibles por encima de 1.5%. Al tratarse de un nivel muy bajo de OC, se toma la decisión de eliminar la materia orgánica en todas las muestras, en pro de obtener una medición fiable.

Una vez comprobado que la presencia de materia orgánica, aun siendo escasa, causa problemas en la medición, se realiza un test comparativo entre la oxidación con H_2O_2 y otro modo de eliminación. Como se ha visto en el apartado anterior, el calentamiento de muestras de sedimentos durante 4 horas a 550 °C quema la materia orgánica en su totalidad (Santisteban *et al.*, 2004; Heiri *et al.*, 2001). Así, se seleccionan 9 muestras del *core* AA-21 con diferentes características: distinto porcentaje de OC (LOI) y diferente textura (de acuerdo a la descripción de campo). Se divide cada muestra en dos submuestras. La submuestra A se introduce en el horno y la submuestra B se oxida con H_2O_2 . Cada

submuestra (A y B) se divide a su vez por medio de un *rotating sample divider*, consiguiendo ocho porciones iguales. Cada una de estas partes se mide con el analizador láser y se halla el promedio de las ocho mediciones.

La Figura 3.9 y la Tabla 3.5 exponen los resultados del test. Se muestra el porcentaje de arenas, limos y arcillas contenido en cada submuestra. La distribución de la granulometría en las submuestras (A), cuya materia orgánica ha sido eliminada mediante combustión coincide con los resultados del método de oxidación por H_2O_2 (B)⁵. Las mayores diferencias se observan en la muestra correspondiente a facies de deslizamiento (Tabla 3.5), debido probablemente a la heterogeneidad granulométrica de la matriz de este tipo de depósitos. Por tanto, se decide utilizar el método de combustión para eliminar la materia orgánica en las muestras del *core* AA-21. Así, el tiempo requerido para la preparación de cada muestra se reduce de 5 días (con la oxidación por H_2O_2) a 4 horas, con el consiguiente incremento de la productividad y eficacia del procedimiento.

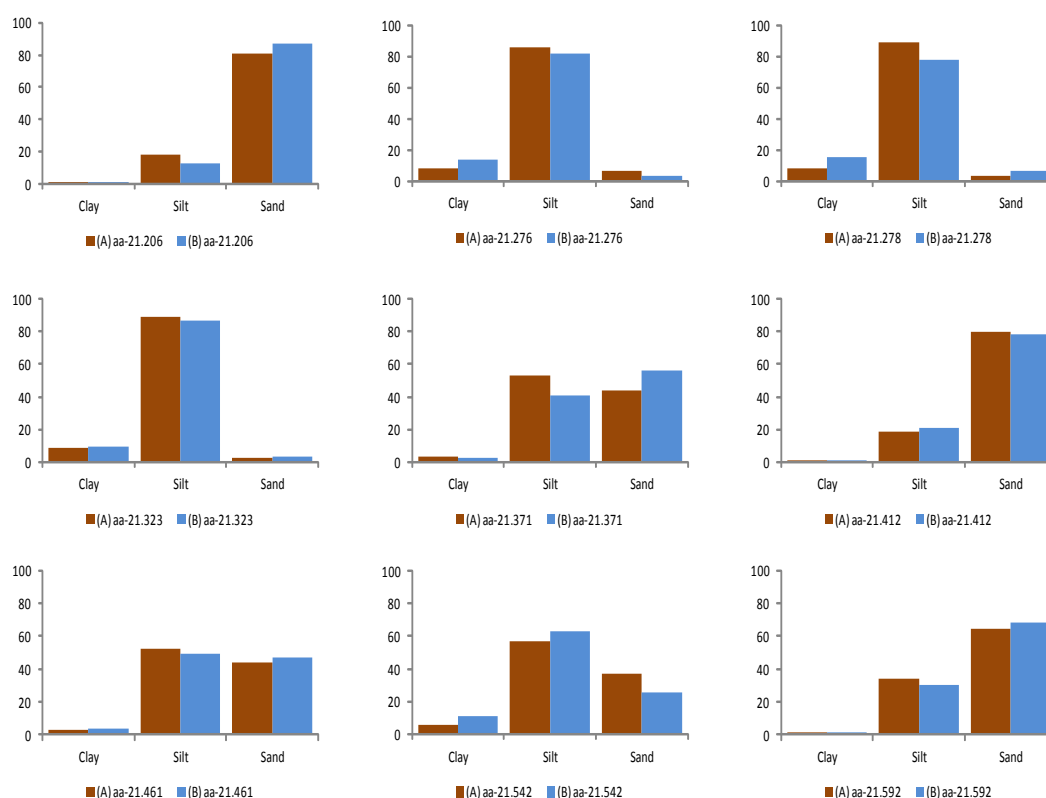


Figura 3.9. Resultados de la comparación entre submuestras oxidadas con H_2O_2 (B) y submuestras cuya materia orgánica ha sido eliminada por combustión (A). El gráfico muestra el porcentaje de arenas, limos y arcillas de cada muestra medida tras los dos procesos de preparación.

⁵ Para obtener una mayor fiabilidad de la semejanza de los resultados obtenidos por ambos métodos, se ha comparado también los estadísticos fundamentales de las distribuciones de cada submuestra: media, mediana, moda, rango, sesgo, desviación estándar y deciles, obteniendo correlaciones mayores de 0.9. De igual modo, se han comparado los porcentajes de las subdivisiones de cada fracción (arenas gruesas, medias y finas; limos gruesos, medios y finos; y arcillas), obteniendo también altas correlaciones entre las distribuciones de las submuestras.

Tabla 3.5. Comparativa entre pretratamiento por oxidación con H_2O_2 (B) y por combustión (A). Las tres primeras columnas describen las características de cada muestra: litoestratigrafía a partir de la descripción de campo; porcentaje de OC y profundidad. Las tres columnas de la derecha muestran el porcentaje de arcillas, limos y arenas obtenido en cada medición.

Field description	% OC	Depth (cm)	Sample Name	Clay: 0.02 - 2.00 μm	Silt: 2.00 - 63.00 μm	Sand: 63.00 - 2000 μm
sand	0,34	206	(A) aa-21.206	1,05	18,35	80,60
			(B) aa-21.206	0,21	12,46	87,33
peaty	10,36	276	(A) aa-21.276	7,73	85,99	6,29
			(B) aa-21.276	14,12	82,27	3,61
peaty	17,49	278	(A) aa-21.278	7,85	88,97	3,18
			(B) aa-21.278	15,69	78,12	6,19
silt	1,74	323	(A) aa-21.323	8,34	88,90	2,77
			(B) aa-21.323	9,72	86,69	3,58
landslide	0,58	371	(A) aa-21.371	3,18	53,18	43,64
			(B) aa-21.371	2,52	41,16	56,32
sand	0,3	412	(A) aa-21.412	1,00	18,77	80,23
			(B) aa-21.412	1,18	20,66	78,16
silt / sand	0,51	461	(A) aa-21.461	3,13	52,69	44,17
			(B) aa-21.461	3,38	49,39	47,23
landslide	5,27	542	(A) aa-21.542	6,00	57,25	36,75
			(B) aa-21.542	11,31	63,41	25,27
sand	0,59	592	(A) aa-21.592	1,83	33,86	64,31
			(B) aa-21.592	1,69	30,09	68,23

Los resultados del análisis textural de los sondeos permiten establecer las características físicas de cada una de la facies (y ambientes sedimentarios) que conforman la llanura deltaica.

La técnica de difracción láser puede ofrecer una alta precisión, rapidez y bajo coste con respecto a otros métodos (Blott y Pye, 2006). No obstante, presenta ciertas limitaciones, asociadas básicamente a la toma de muestras. La heterogeneidad de los sedimentos fluviales recogidos en un sondeo provoca diferencias entre las sucesivas mediciones de una misma muestra. Blott y Pye (2006) describen problemas asociados a los métodos de muestreo y la naturaleza de las partículas, que también recogen otros autores, por la tendencia a la subestimación de las arcillas (Loizeau *et al.*, 1994; Ryzak *et al.*, 2007) y las diferencias en la velocidad de sedimentación de las distintas fracciones granulométricas (Riley y Bryant, 1979).

3.2.3. FLUORESCENCIA DE RAYOS-X (XRF). ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE SEDIMENTOS

El análisis geoquímico de muestras de sedimento por fluorescencia de rayos-X (XRF), cuyos resultados se utilizan como *proxy* medioambiental, es una técnica que permite la detección de elementos mayores y traza por medio del escaneo de los *cores* obtenidos en el trabajo de campo (Röhl y Abrams, 2000). El estudio de los componentes químicos se ha llevado a cabo en el MARUM (Center for Marine Environmental Sciences) de la Universität Bremen (Alemania). Se ha analizado un total de 1241 muestras, provenientes de 16 m de sondeos del valle Hasli, distribuidas como muestra la Tabla 3.6. Se analiza el sondeo AA-41, desde la superficie a 600 cm de profundidad; el AA-21, de 0 a 500 cm; el AA-49, de 0 a 200 cm; y el AA-43, de 0 a 300 cm. Asimismo, se cuenta, a modo de apoyo, con los resultados expuestos por Carvalho (2014) de los sondeos AA-2 (9 m, perfil AP-1) y AA-6 (9 m, perfil AP-3). El perfil AP-5 cuenta con dos sondeos largos, AA-10 (Schulte *et al.*, 2015) y AA-48 (sondeo abierto, no analizable).

Tabla 3.6. Muestras escaneadas por XRF. a) El *core* AA-10 ha sido analizado por Schulte *et al.* (2015).

Perfil	Sondeo	Prof. (m)	Muestras analizadas
AP-1	AA-41	6	452
AP-2	AA-21	6	404
	AA-49	6	145
AP-3	AA-43	3	240
AP-5	AA-10	9	Sin datos ^a

El escaneo XRF mide los elementos situados entre el Na y el Zr. Se trata de un sistema no destructivo que permite la posterior utilización de los testigos sedimentarios para diferentes análisis (Röhl y Abrams, 2000), produciendo como resultado datos de alta resolución. Los datos se recopilan a razón de uno cada cm (a lo largo de los *cores*). Se mide la superficie del sedimento (10 x 15 mm) por medio de un XRF Core Scanner II (AVAATECH Serial No. 2) (Figura 3.10). Los datos se toman con un detector Canberra

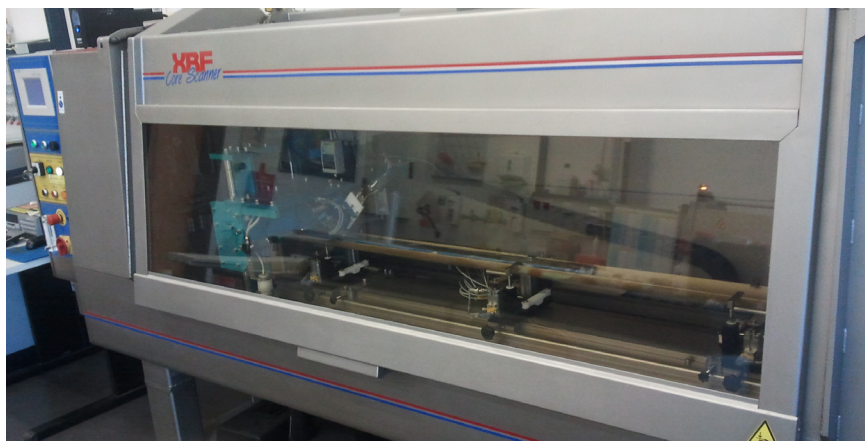


Figura 3.10. Equipo de escaneo XRF en el centro MARUM (Universität Bremen, Alemania).

X-PIPS Silicon Drift (SDD) con una resolución de rayos-X de 150 eV, un analizador de espectro digital Canberra Analyzer DAS 1000, y una fuente de rayos-X Oxford Instruments 50W XTF5011 de Rh. Los datos en bruto se procesan para su análisis con *software* específico WIN AXIL Batch de Canberra Eurisys.

Los *cores* se someten a tres escaneos con configuraciones diferentes (energía incidente), con el fin de detectar los distintos elementos. La energía incidente varía en función de la energía $k\alpha$ de cada elemento (el óptimo para la detección es el doble de la energía $k\alpha$ de cada elemento) (Baró, 2001). Con una energía de 10 Kv se detectan los elementos ligeros (siendo los más relevantes: Al, Si, Ca, Ti y Fe). El escaneo con una energía de 20 Kv reproduce los resultados de los elementos ligeros obtenidos para 10 Kv. La configuración de 30 Kv permite obtener algunos elementos pesados: Rb, Sr, Zr; y picos de Cu y Zn (Figura 3.7). La Figura 3.11 muestra el espectro detectado con cada una de las configuraciones.

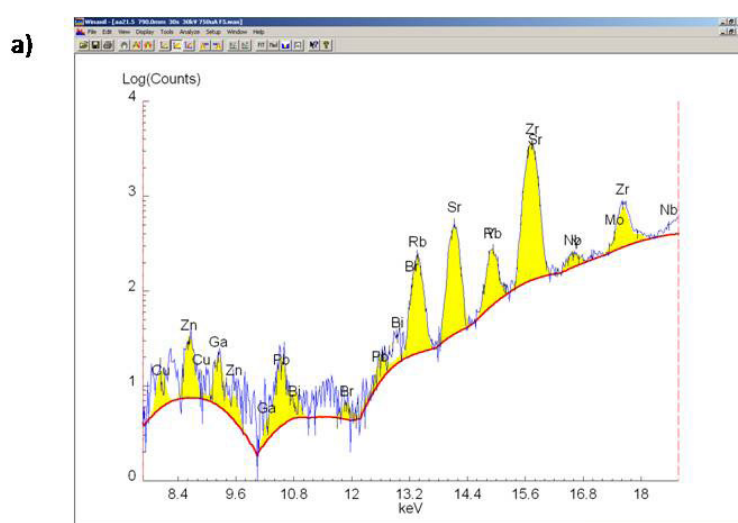
Tabla 3.7. Resumen de las configuraciones utilizadas en el escaneo XRF.

Energía incidente Kv	mA	Tiempo de exposición (")	Elementos detectados
30	0,75	30	Rb, Sr, Zr, Pb, Cu*, Zn*, Br
20	0,25	30	Al, Si, K, Ca, Ti, Fe, Cu*
10	0,35	30	Al, Si, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe

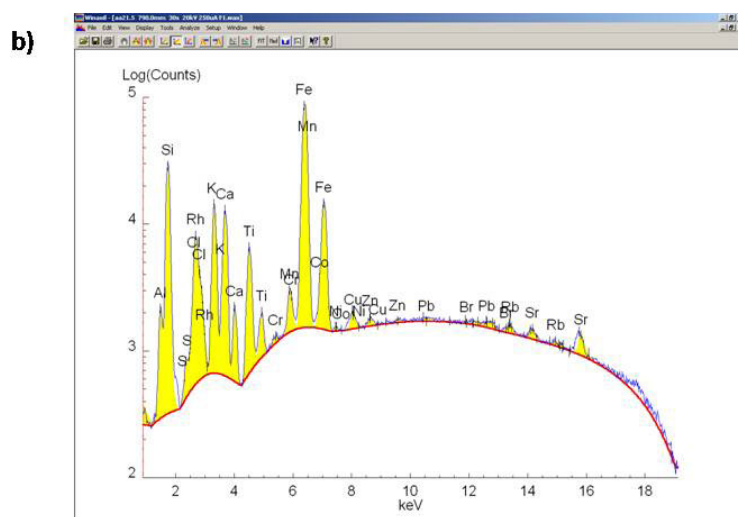
Los resultados se expresan en *counts per area* (número de contajes en el área del detector por cada unidad de tiempo de medida). Se trata, por tanto, de un método de medición semicuantitativo, dependiente de:

- La configuración del detector. La interacción entre la energía incidente y el nivel de fluorescencia de cada uno de los elementos que componen los sedimentos determina el valor obtenido en el contaje. Cada elemento es detectado de forma óptima con una energía de $2 \cdot k\alpha$. Así, los valores absolutos obtenidos con una misma configuración para elementos diferentes no deben ser comparados, sino que debe tenerse en cuenta el comportamiento de cada uno de ellos, la presencia de picos o valles en la curva, por separado⁶.
- Las propiedades del material. La porosidad/densidad y el tamaño del grano de una muestra determinan el número de partículas (número de átomos) que son analizadas en una misma área (detector: 15 mm²). A menor densidad (poca compactación, más porosidad) o mayor tamaño del grano, el total de *counts per area* será más bajo, aunque el porcentaje del elemento medido sea igual que en otra muestra más compacta (o de granulometría menor) (Croudace *et al.*, 2006; Weltje y Tjallingii, 2008).

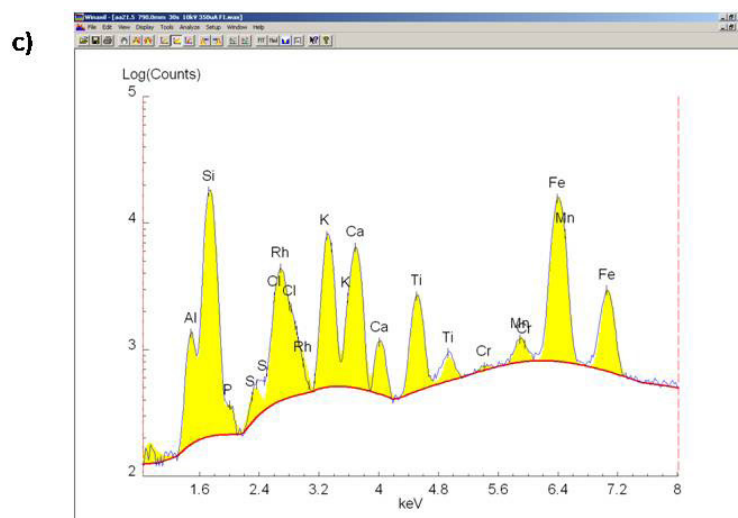
⁶ Ejemplo: con una energía de 10 Kv se detecta el Fe de forma óptima, por lo que el resultado en *counts per area* será más alto que el de otros elementos. Sin embargo, no se puede inferir que la cantidad (%) de Fe en la muestra sea mayor que la de otros elementos que son peor detectados con esa energía incidente.



a) Energía incidente: 30 Kv. Se observan los picos (principal y secundario) de cada uno de los elementos pesados: Sr, Zr, Rb, Pb.



b) Energía incidente: 20 Kv. Elementos ligeros detectados: Al, Si, Fe, K, Ca, Ti. El pico de Rh se debe a la composición de la fuente incidente. A la derecha del espectro se observan los elementos pesados que no producen resultado con esta configuración.



c) Energía incidente: 10 Kv. Se detectan, de manera más clara, los elementos ligeros previamente observados en la configuración de 20 Kv.

Figura 3.11. Ejemplo de espectros obtenidos para una misma muestra con las diferentes configuraciones del escáner XRF. Muestra: AA-21, 579 cm.

Para una correcta interpretación de los datos resultantes del escaneo XRF es preciso tener en cuenta la posible presencia de ruido estadístico en las series de los elementos. Para eliminar este factor, se desprecian los valores menores al triple de la desviación estándar de la serie. Asimismo, existe un grupo de elementos cuya medición no es fiable por la interferencia producida por el propio instrumental de medición. Estos elementos son: Ni, Bi, Mo, Nb, Y, Ga, P, Cl, Rh y Cr.

Con el fin de eliminar los efectos negativos producidos por estas particularidades, los resultados del análisis geoquímico se exponen generalmente en forma de ratio entre dos elementos (Westerhold, 2003; Koinig *et al.*, 2003; Schulte *et al.*, 2009), que se comporten preferiblemente de manera análoga o inversa a lo largo del *core*. Así, se obtiene una curva que funciona como *proxy* paleoambiental que puede ser puesto en relación a otras variables (granulometría, % de OC) o indicadores de la variabilidad climática (Stuiver *et al.*, 1997; Schmidt *et al.*, 2002; Mayewski *et al.*, 2004; Casty *et al.*, 2005; Mangini *et al.*, 2005; Schulte *et al.*, 2009; Magny *et al.*, 2011; Büntgen *et al.*, 2011). Asimismo, algunos elementos pueden ser interpretados como indicador de actividades pretéritas en la cuenca, como la minería, de la que, a su vez, se pueden inferir períodos de mayor o menor presión antrópica (Schulte *et al.*, 2009; Carvalho, 2014).

3.3. DATACIONES ^{14}C . MODELOS GEOCRONOLÓGICOS

La cronoestratigrafía de los registros sedimentarios es un aspecto primordial en el campo de la reconstrucción paleoambiental. Para ello se acomete la datación de muestras de materia orgánica contenidas en los testigos sedimentarios (restos de plantas y madera, turba, horizontes con alta proporción de materia orgánica y carbón). El proceso de datación de muestras se realiza en el Ångström Laboratory (Uppsala Universitet, Suecia), aplicando el procedimiento AMS ^{14}C (*Accelerator mass spectrometry*). Se ha datado un total de 30 muestras localizadas en los cuatro perfiles, distribuidas como se expone en la Tabla 3.8.

El primer paso para una correcta datación de los testigos sedimentarios consiste en la selección de muestras susceptibles de ser datadas. Como se aprecia en la Tabla 3.8, la mayor parte de las dataciones pertenecen a sondeos profundos (testigos sedimentarios recogidos en tubos de pvc, posteriormente analizados en el laboratorio). La obtención de testigos por medio de una sonda Pürckhauer, utilizada para los 113 sondeos cortos (2 m) realizados en este trabajo (ver 3.1.2) plantea dificultades al respecto. Este dispositivo recoge una escasa cantidad de material y no permite transportar el material al laboratorio para efectuar una búsqueda exhaustiva (éste ha de ser retirado para realizar el siguiente sondeo). De este modo, la posibilidad de encontrar muestras idóneas resulta muy limitada, pues las muestras a datar deben reunir unas condiciones mínimas, atendiendo a los siguientes aspectos:

- Calidad: no todos los materiales orgánicos contenidos en los sedimentos ofrecen la misma fiabilidad. Las muestras procedentes de paquetes turbosos tienden a ser las más seguras para su datación. Por el contrario, las muestras de madera y restos de plantas (que pueden haber sido removilizadas por la corriente, Schulte *et al.*, 2009) deben ser tratadas con cautela y sólo escogidas en caso de tener una alta seguridad de que se encuentran en su contexto geomorfológico (muestras datadas rechazadas en Tabla 3.8). Las raíces deben ser descartadas, puesto que pueden penetrar en los sedimentos e introducir una lectura errónea (Bradley, 1999).
- Cantidad: el método AMS ^{14}C permite analizar muestras de tamaño y peso reducido, con un mínimo en torno a 2 mg para muestras como las utilizadas en este trabajo (Gillespie *et al.*, 1992).
- Validación y representatividad: las muestras datadas son elegidas también con el fin de establecer un modelo cronoestratigráfico. Una vez se ha analizado la litoestratigrafía (ver Capítulo 4) de cada uno de los perfiles, se decide qué muestras son representativas de las diferentes facies, obteniendo así información válida sobre el proceso de acreción lateral en dichos perfiles.

Tabla 3.8. Dataciones realizadas para el presente trabajo. La datación de los sondeos AA-2 y AA-6 se llevó a cabo con anterioridad al comienzo de este trabajo (Schulte *et al.*, 2012; Carvalho y Schulte, 2013; Carvalho, 2014), así como la del sondeo AA-10 (Schulte *et al.*, 2015). Se han rechazado cinco dataciones por presentar incoherencias cronológicas. (Se puede contar, además, con el apoyo de una amplia base de dataciones de registros de la llanura deltaica, publicada en Carvalho y Schulte, 2013; Carvalho, 2014; Schulte *et al.*, 2015).

Perfil	Sondeo	Prof. del sondeo (m)	Muestras datadas	
			correctas	rechazadas
AP-1	AA-2	9	4	1
	AA-41	6	2	1
	AP-1.5	2	1	
	AP-1.12	2	1	
	AP-1.25	2	1	
AP-2	AA-21	6	4	
	AA-49	6	1	1
AP-3	AA-6	9	6	
	AA-43	3	1	1
AP-5	AA-10	11	3	
	AP-5.11	2	1	
	AP-5.16	2	0	1

La datación por radiocarbono es un procedimiento ampliamente utilizado para determinar la edad de materiales que contienen carbono, a partir de la desintegración radioactiva del isótopo ^{14}C . La datación por AMS aplica la medición directa de átomos de

radiocarbono, lo que permite analizar muestras de tamaño reducido mediante detectores de alta sensibilidad, que ofrecen resultados más precisos que las técnicas convencionales de datación radiométrica en menor rango de tiempo (Bradley, 1999).

La desintegración del ^{14}C no se produce de manera constante en el tiempo, por lo que las edades obtenidas por AMS ^{14}C han de ser calibradas a partir de una curva estándar de desintegración de este isótopo, basada en dataciones de materiales de edad conocida. Se utiliza, para ello, el *software* CALIB 7.1. (Reimer *et al.*, 2013).

La atribución de una edad concreta a las muestras elegidas permite establecer los modelos geocronológicos de los *cores* de los que se han extraído. Para determinar la relación entre la profundidad y la edad de los sedimentos se asume que la superficie actual de la llanura deltaica (el centímetro 0 del *core*) corresponde al año de extracción de la muestra. Asimismo, a cada una de las muestras datadas le corresponde una edad y una profundidad conocidas. El modelo cronológico se construye uniendo cada uno de estos puntos por medio de un modelo de regresión lineal. La edad de los niveles que quedan entre dos puntos de datación se halla mediante la aplicación de la ecuación lineal de la recta que los une, es decir, por interpolación lineal.

Al aplicar ecuaciones lineales para elaborar los modelos geocronológicos se asume la imposibilidad de representar estrictamente la realidad geomorfológica del proceso de sedimentación en medios fluviales. No obstante, se considera que la aplicación de otros modelos (no lineales) ampliaría estos problemas, además de incrementar la complejidad de los cálculos. La realidad geomorfológica supera la capacidad de modelización. Las principales limitaciones son:

- La no linealidad temporal del proceso de agradación en llanuras aluviales. La sedimentación en llanuras de inundación se produce por los sucesivos episodios de avenida y desbordamiento del cauce que pueden afectar a cada punto en que se ha sondeado. Así, el depósito de material se produce a pulsaciones, no de manera continuada en el tiempo (como supone la utilización de una ecuación lineal).
- La no linealidad de la variabilidad climática, como forzamiento principal que guía el patrón de los episodios de crecida, contrasta con la linealidad de los modelos cronológicos de sedimentación.
- Si bien a los niveles sedimentarios localizados entre dos puntos de datación les corresponde una edad calculada por interpolación, la edad de los niveles que quedan por debajo del punto de datación más profundo se calcula por extrapolación de la recta del último tramo. Es decir, el control cronológico de los materiales más profundos de cada *core* supone una mayor incertidumbre, por el desconocimiento de la edad del material situado en la base del mismo. Para extrapolar los modelos cronológicos más allá del último punto de datación cabría utilizar la recta de regresión de todo el *core* (la recta de regresión obtenida para todo el modelo cronológico, no la

del último tramo). Si ésta presenta un buen ajuste ($R^2 > 0.85$), se podría utilizar para extrapolar hasta la base del sondeo, lo que proporcionaría cierto control cronológico sobre el tramo extrapolado.

- La dinámica sedimentaria propia de las llanuras aluviales puede implicar una alternancia (temporal y espacial) de fases de acumulación y fases de erosión. Esta alternancia se puede traducir en *gaps* erosivos presentes en los testigos sedimentarios, que pueden implicar la atribución inexacta de edades a las columnas estratigráficas.
- La obtención de edades relativamente jóvenes respecto a su entorno litoestratigráfico en la datación de muestras en la base de canales, donde se producen procesos de acumulación y erosión, puede generar distorsiones en los modelos, como han detectado Schulte *et al.* (2009) en cortes expuestos en la llanura deltaica del Lütischine.

Para afrontar los problemas derivados de aplicar modelos geocronológicos lineales a la secuencia temporal de los depósitos de la llanura deltaica del Hasli, en este trabajo se recurre al análisis de la litoestratigrafía de los *cores* y perfiles. Se realiza un control cronológico basado en el análisis de la evolución geomorfológica del llano de inundación. Así, se establece cuál es la evolución coherente (desde un punto de vista geomorfológico) del proceso de acumulación de material, lo que permite validar las edades obtenidas en base al contexto geomorfológico. En el mismo sentido, se puede contar además con algunos métodos indirectos de datación. Se cuenta con los trabajos de Schulte *et al.* (2011, 2015) en el que se reconstruye la dinámica lateral del lecho (principal y secundarios) del río Aare en el valle Hasli a partir de fuentes y cartografía históricas. Además, los trabajos de Schulte *et al.* (2008, 2009), Carvalho y Schulte (2013), Carvalho (2014) y Schulte *et al.* (2015) relacionan niveles de gravas encontrados en los *cores* con inundaciones históricas bien documentadas en el área de estudio (Vischer, 2003; Schmocker-Fackel y Naef, 2010).

Los modelos cronoestratigráficos de la llanura aluvial se elaboran mediante la modelización de isócronas que unen puntos de igual edad de los sondeos que los componen. La mayor parte de estos sondeos no cuenta con dataciones de AMS ^{14}C . Sus modelos cronológicos se basan en la reconstrucción lateral estratigráfica de las unidades datadas en sondeos de referencia. Los estudios realizados por Schulte *et al.* (2009) muestran la continuidad lateral de los depósitos y de los suelos orgánicos (con extensiones de hasta centenares de metros) en el delta del Lütischine.

3.4. TASAS DE AGRADACIÓN

El cálculo de tasas de agradación se realiza a partir de los puntos de datación y la distancia a la que éstos se encuentran en la columna sedimentaria. Estas tasas expresan, por tanto, la relación existente entre la edad de los sedimentos y la profundidad a la que se hallan. Se presentan en mm/año para reflejar el crecimiento vertical originado por la acumulación

de sedimentos en el punto concreto de la llanura aluvial en el que se ha realizado el sondeo durante un lapso de tiempo específico.

La tasa de agradación obtenida para un sondeo en un periodo determinado depende de la incidencia de los eventos de inundación que afectan a la localización concreta de la perforación. Estará condicionada, por tanto, por dos aspectos: la recurrencia de los episodios de avenida en el valle; y la transferencia de sedimentos en dichos episodios (determinada por el grado de interconexión de cada ambiente deposicional con el canal principal). La distancia y posición de cada uno de los ambientes (lecho, *levée*, depresión interdistributaria y depósitos de desbordamiento) con respecto al canal define el grado de afectación, y el tipo de material recibido por ellos, en cada evento de inundación (Brown *et al.*, 2001; Erkens *et al.*, 2006; Carvalho, 2014).

Así pues, el ritmo de agradación en cada sector de la llanura aluvial depende de dos componentes fundamentales. La componente interna, propia de la dinámica sedimentaria aluvial, está vinculada a cuáles son los espacios de la llanura que se ven afectados por los eventos de inundación, en función de su localización y morfología. La componente externa se asocia a los factores que determinan la recurrencia y magnitud de las crecidas y el régimen hidrológico del río (variabilidad climática y situaciones sinópticas específicas, cambios en los usos del suelo, actividades de gestión hidráulica). Ambas componentes definen la capacidad de transporte del flujo y la tasa de agradación resultante en cada uno de los ambientes deposicionales. De este modo, como se expone a lo largo del trabajo, atendiendo a las tasas de agradación, en la llanura aluvial coexisten (temporal y espacialmente) facies de elevada acumulación (altas tasas) y facies de acumulación reducida (Figura 3.12).

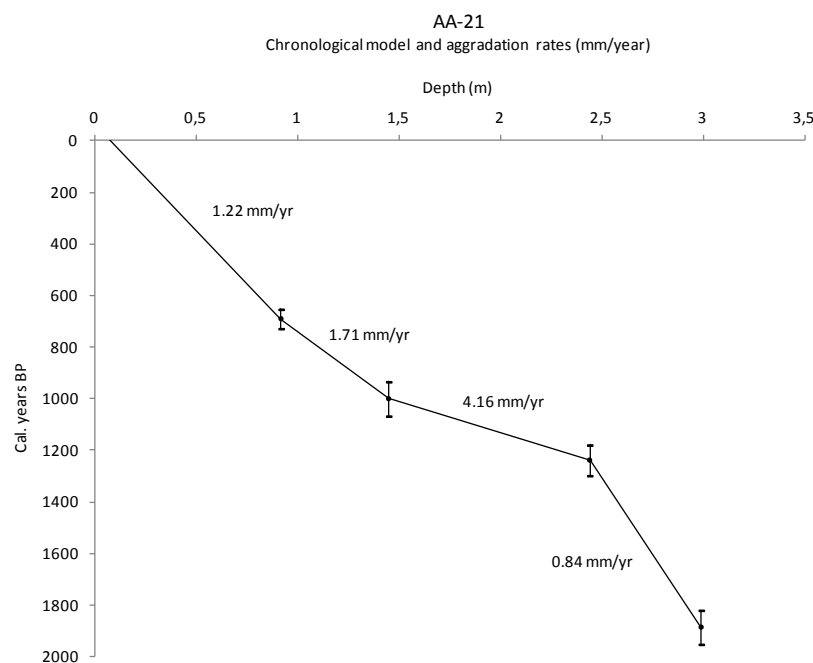


Figura 3.12. Ejemplo del cálculo de tasas de agradación (mm/año) a partir del modelo cronológico. Sondeo AA-21. Los puntos representan las dataciones disponibles. La edad de cada cm de los tramos situados entre dos puntos ha sido obtenida por interpolación lineal (ecuación de la recta de regresión).

3.5. CÁLCULO DEL VOLUMEN ALMACENADO DE SEDIMENTOS Y MODELIZACIÓN EN SIG

El análisis cuantitativo del material almacenado en la llanura deltaica permite reconstruir el proceso de agradación, tomando en consideración los factores espacial y temporal. Se trata de responder así a dos problemas básicos en geomorfología fluvial: cómo se distribuyen las diferentes facies en la llanura de inundación; y cómo influyen los diferentes ritmos de agradación de cada ambiente en la acumulación total en relación a la variable tiempo. Cada uno de los factores se analiza mediante aproximaciones diferentes.

El estudio de la componente espacial estriba en la determinación de la variabilidad de las características de los depósitos, tanto en sentido longitudinal en el delta (sector apical *vs.* sector distal), como en la interrelación lateral de los diferentes ambientes deposicionales. Se descompone el conjunto de los depósitos aluviales según ambientes (facies de canal, de *levée*, de depresión interdistributaria y de *overbank*) en base a sus propiedades. Esta división permite calcular el volumen y masa (mediante la aplicación de la densidad aparente, *bulk density*; Brown *et al.*, 2009; Erkens, 2009) que supone cada uno de ellos sobre el total. De este modo, es posible cuantificar la variabilidad de las facies, representadas en la reconstrucción de la arquitectura sedimentaria fluvial de los perfiles, para alcanzar una comprensión integral de la dinámica sedimentaria en la llanura deltaica.

Con respecto a la componente temporal, mediante modelización en SIG se evalúa la variabilidad (aumento/disminución) de la acumulación de sedimentos a lo largo del Holoceno Tardío, y se analiza su relación con los cambios ambientales y antrópicos en la cuenca (factores de control externos). Se trabaja con una división temporal que permite vincular (de forma semicuantitativa) la agradación con la variabilidad climática de baja frecuencia. Para ello, se fijan ventanas temporales de 300 años (*time slices*) de agradación ajustadas a los grandes periodos climáticos definidos por la reconstrucción de temperaturas y precipitaciones realizada por Büntgen *et al.* (2011), tal como se expone en la Figura 3.13.

Las dataciones obtenidas en cada uno de los *cores* constituyen el punto de partida para llevar a cabo la división en ventanas temporales. Una vez fijados los puntos de datación en los perfiles litoestratigráficos, se establecen las isócronas por interpolación lineal a partir de ellos. El uso de las isócronas como única vía para calcular el volumen sedimentado en cada *time slice* introduce un error de concepto en el resultado obtenido. Como se puede apreciar en el ejemplo de la Figura 3.14, las isócronas representadas no reproducen la realidad geomorfológica (topográfica) de una sección de la llanura de inundación. Los ritmos de sedimentación dispares (en función de los ambientes sedimentarios) de la llanura deltaica determinan las inflexiones de las isócronas. En los sectores con tasas de sedimentación reducidas, la isócrona se acerca a la superficie actual (escaso volumen depositado), mientras que en los de mayor acumulación, se aleja (mayor volumen de material) (Llorca *et al.*, 2014). Continuando con el ejemplo de la Figura 3.14, en el sector central, correspondiente a la depresión interdistributaria, las isócronas se acercan a la

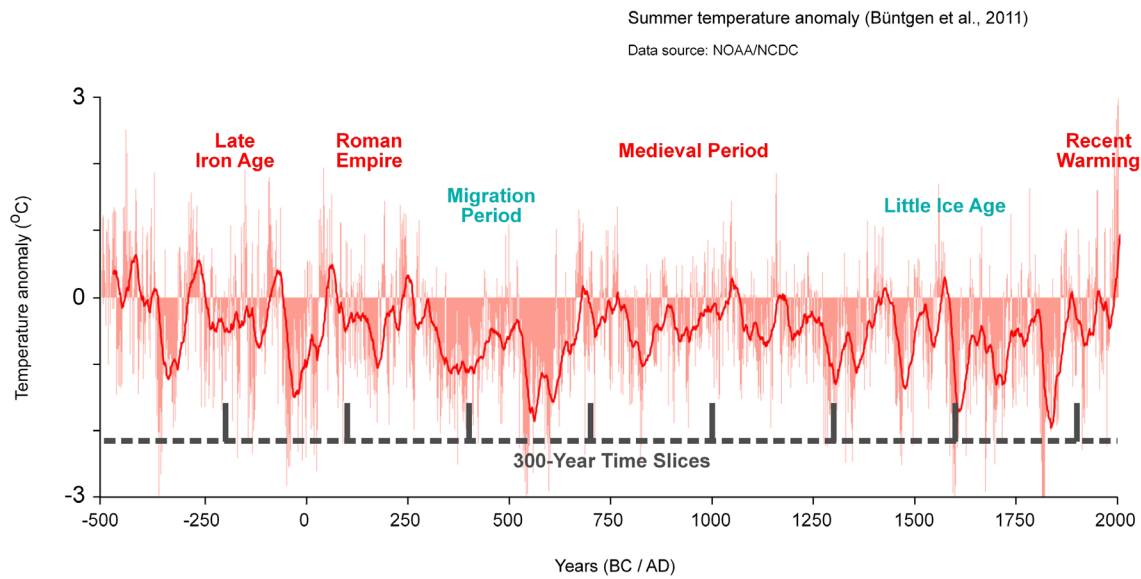


Figura 3.13. Anomalía de temperaturas de verano (JJJ) en Europa respecto al periodo 1901-2000 reconstruida a partir de registros dendrocronológicos (Büntgen *et al.*, 2011). La curva roja representa la media móvil de 30 años. En la parte inferior se incorpora la división temporal (300-Year Time Slices) establecida en el presente estudio para el cálculo de los volúmenes de sedimentación. Datos: Büntgen *et al.* (2011): Central Europe 2500 Year Tree Ring Summer Climate Reconstructions. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2011-026. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

superficie, convirtiéndose en el sector más elevado de la paleosuperficie. Esto implicaría que, al ser un sector sobreelevado, no se depositaría en él el material proveniente de las inundaciones. Por el contrario, en el sector S, donde se encuentra el paleocanal, las isócronas se hundén (por tratarse de facies, canal y *levée*, con altas tasas de sedimentación), no representando correctamente la forma topográfica clásica del lecho y los diques laterales.

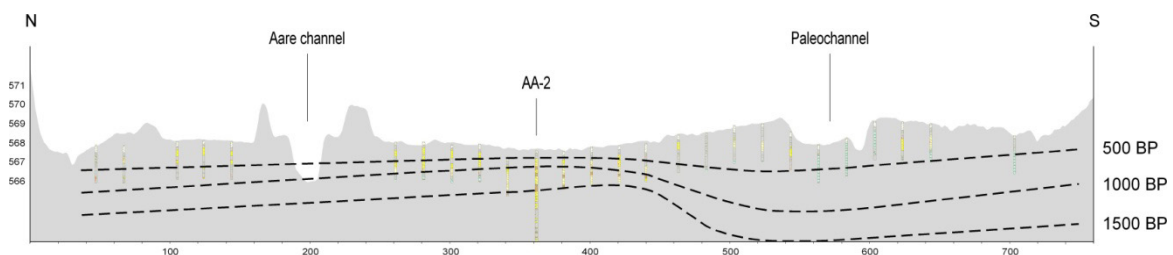


Figura 3.14. Ejemplo del cálculo de isócronas basadas únicamente en interpolación lineal de los puntos de datación. Perfil topográfico del perfil AP-1, sondeos realizados e isócronas obtenidas (1500, 1000 y 500 años cal. BP).

Con el fin de evitar este efecto en el cálculo de volúmenes, es preciso tener en cuenta la reconstrucción litoestratigráfica de los perfiles (Apartado 3.1.3). La situación de los puntos de datación en cada perfil se contempla en relación al contexto geomorfológico, teniendo en cuenta el desarrollo morfogenético de las llanuras de inundación. Así, se establece un control sobre las isócronas basado en la estructura estratigráfica sedimentaria y la continuidad lateral de las facies. Además, se cuenta con información geomorfológica obtenida a partir de fuentes históricas (Schulte *et al.*, 2015) acerca de la dinámica de los canales del Aare, que proporciona un control cronológico sobre los cambios laterales del lecho. En el Apartado 7.1.1 se profundiza en las bases conceptuales del modelo, que combina las dos aproximaciones (dataciones y litoestratigrafía) para establecer las isócronas.

Con los modelos cronoestratigráficos de los perfiles divididos en ventanas temporales de 300 años se puede proceder a calcular el volumen depositado en cada intervalo de tiempo. Cada paleosuperficie es obtenida mediante modelización SIG. Por medio de un método de interpolación estándar (*kriging*), y partiendo del MDT actual de la llanura deltaica y las profundidades asignadas a cada isócrona, se crean las paleosuperficies correspondientes a cada ventana temporal. El volumen de sedimentos aluviales depositados en cada periodo será el contenido entre dos paleosuperficies (isócronas) sucesivas, por lo que basta con realizar una sustracción, tal y como muestra la Figura 3.15.

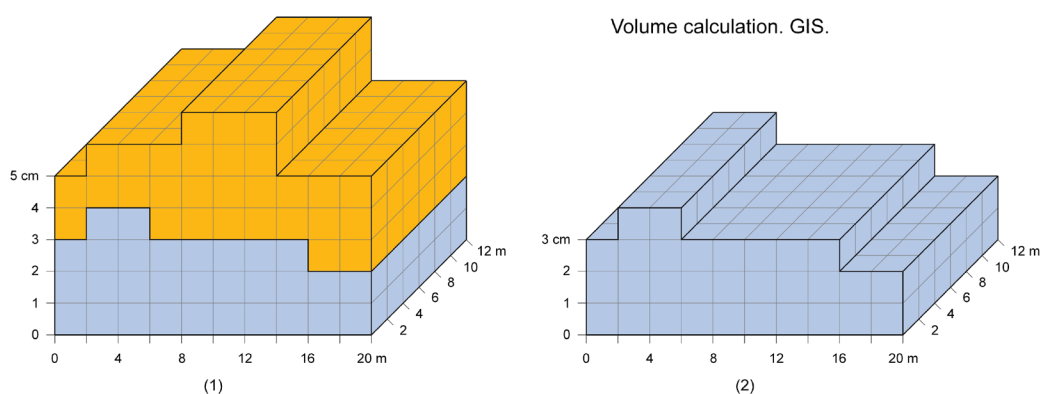


Figura 3.15. Esquema simplificado del cálculo de volumen por sustracción. La imagen (1) representa la superficie final de la llanura aluvial para una ventana temporal determinada. La imagen (2) representa la superficie inicial del mismo periodo. El *software* SIG divide el perfil en celdas (píxel: 2 m de resolución). El volumen correspondiente al *time slice* es la diferencia entre la situación final y la inicial.

La representación conceptual (a través de modelización) de una realidad compleja como es el proceso de agradación en un delta implica una simplificación de dicha realidad. Si bien se asume que el modelo presentado en el trabajo puede no ser capaz de reproducir en su totalidad la variabilidad geomorfológica inherente a la dinámica sedimentaria deltaica,

se considera que es una vía válida para entender las relaciones espacio-temporales del proceso de agradación fluvial, y su vinculación con la variabilidad climática de baja frecuencia y las modificaciones antrópicas en la cuenca, gracias a la combinación de los dos enfoques: la descomposición volumétrica por facies/ambientes sedimentarios responde al interrogante de la componente espacial; y la modelización en SIG de sucesivas paleosuperficies responde al factor temporal. Ambas aproximaciones comportan una serie de limitaciones e incertidumbres (derivadas de los métodos de análisis utilizados), que se discuten en los capítulos correspondientes.

3.6. RESUMEN DE MÉTODOS Y MATERIAL DISPONIBLE

Se expone a continuación un resumen de la metodología aplicada, junto con el tipo de resultados y objetivos alcanzados, y el instrumental utilizado.

Tabla 3.16. Cuadro-resumen metodológico.

	Método	Producto	Objetivo	Equipo utilizado	Lugar / Centro / Institución	
Trabajo de campo	Sondeos	Testigos sedimentarios (<i>cores</i>)	Composición sedimentaria de la llanura deltaica	Sonda Pürckhauer. Equipo de percusión mecánica	Valle Hasli (Alpes Berneses)	
	Análisis macroscópico de <i>cores</i>	Descripción litoestratigráfica de <i>cores</i>	Reconstrucción litoestratigráfica de perfiles	Instrumental de trabajo de campo	Valle Hasli (Alpes Berneses)	
	Cartografía de estructuras fluviales	Paleocanales y morfología de la llanura deltaica	Análisis geomorfológico y evolutivo	Instrumental de trabajo de campo	Valle Hasli (Alpes Berneses)	
Trabajo de laboratorio	<i>Loss On Ignition</i> (LOI)	Contenido de materia orgánica de sedimentos	Caracterización de facies sedimentarias según OC	Instrumental de laboratorio	Laboratori de Geografia Física	Universitat de Barcelona
	<i>Laser diffraction grain size analysis</i>	Granulometría (textura) de sondeos	Caracterización textural de facies sedimentarias	Mastersizer 2000 - Malvern Instruments	Geographisches Institut	Universität Bern
	Fluorescencia de Rayos-X (XRF)	Composición geoquímica de sondeos	Caracterización geoquímica de facies sedimentarias	XRF Core Scanner II (AVAATECH Serial N. 2)	MARUM	Universität Bremen
	Datación por radiocarbono (^{14}C - AMS)	Datación de muestras orgánicas	Elaboración de modelos cronoestratigráficos	Accelerator Mass Spectrometer	Ångström Laboratory	Uppsala Universitet
Análisis de datos	Procesamiento geoestadístico	Cálculo de tasas / volúmenes de sedimentación	Análisis de variabilidad espacial de la agradación	<i>Software</i> estadístico	Dep. Geografia Física i AGR	Universitat de Barcelona
	Modelización SIG	Cálculo de volúmenes de agradación	Análisis de tendencias de agradación	ArcGIS 10.2	Dep. Geografia Física i AGR	Universitat de Barcelona

4

RECONSTRUCCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA Y DINÁMICA HISTÓRICA DEL PROCESO DE AGRADACIÓN EN LA LLANURA DELTAICA DE HASLI

Conocer y representar la litoestratigrafía de la llanura deltaica de Hasli permite entender el proceso de agradación en periodo histórico. La existencia de facies compuestas por depósitos de gravas y arenas gruesas, sepultadas entre el conjunto de sedimentos fluviales de la llanura de inundación, indica la posición y configuración del canal en épocas pasadas. Mediante la elaboración de modelos cronoestratigráficos se reproduce la acreción vertical y lateral del sistema, a partir de la localización de estas unidades y su asociación con las facies adyacentes.

El presente capítulo describe los resultados del análisis litoestratigráfico y evolutivo de las cuatro secciones analizadas en la llanura deltaica. Como punto de partida, se expone brevemente el marco teórico sobre el que se asienta el análisis realizado (dinámica sedimentaria en llanuras aluviales). Los apartados dedicados a cada uno de los perfiles constan de una primera parte de carácter descriptivo: morfología superficial de la llanura y reconstrucción litoestratigráfica de los depósitos (por medio de las descripciones de campo de los sondeos y la cartografía de estructuras fluviales). La segunda parte plantea el modelo cronológico (a través del trazado de isócronas en base a dataciones AMS ^{14}C y fuentes históricas) y la evolución geomorfológica (cambios laterales del lecho) en época histórica en cada sección. Finalmente, se analiza la variabilidad espacial sedimentaria superficial del conjunto de la llanura deltaica, atendiendo a la textura de las facies dominantes.

4.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN

Los ríos son el componente principal de los sistemas fluviales, y constituyen el medio de transferencia del exceso de precipitaciones y sedimentos desde las áreas de cabecera hasta las cuencas marinas o lacustres. En el caso de la cuenca alta del río Aare, el lago Brienz constituye el nivel de base del sistema. No obstante, no son sistemas cerrados que puedan ser entendidos únicamente mediante el estudio del canal propiamente dicho, sino que el término sistema fluvial se aplica para aludir al conjunto de interacciones que produce la transferencia de sedimentos desde sectores elevados hacia cubetas sedimentarias; pues la acumulación de material en zonas bajas depende de los procesos y formas de relieve que controlan el comportamiento y transporte del río (Chorley *et al.*, 1984; Schumm *et al.*, 2000). El análisis del sistema fluvial puede proporcionar información sobre la evolución geológica y geomorfológica de la cuenca (Arche, 2010), así como sobre la relación del mismo con la variabilidad de las condiciones climáticas y las modificaciones antrópicas.

En relación al flujo de sedimentos, el sistema fluvial está compuesto por tres sectores (Figura 4.1): la zona de producción (cabecera); la zona de transporte; y la zona de sedimentación (Schumm, 1977). Las variables que controlan la transferencia de sedimentos en el área de producción, aguas arriba, son la tectónica, la litología, las condiciones climáticas y la influencia de las actividades humanas. El área de transporte está determinado por factores locales, como la morfología del lecho del canal y la morfología del valle por el que transcurre. La zona de sedimentación está controlada por el nivel de base del sistema,

la morfología de la cuenca de recepción y los procesos internos inherentes a la forma sedimentaria resultante (Bridge, 1993). Los cambios experimentados por estas variables producen respuestas distintivas del sistema fluvial (Hoffmann, 2006). Evidentemente, este esquema simplifica en demasía la complejidad del sistema, pues en el área de deposición se producen también procesos erosivos; y, de igual modo, en las áreas de transporte y producción, se dan fases o espacios de sedimentación. El balance entre los diferentes procesos, no obstante, implica que gran cantidad de material es transferida por el sistema fluvial hacia las cuencas marinas o lacustres. La descripción pormenorizada del sistema fluvial no forma parte de los propósitos de este estudio, por lo que a continuación se recogen los aspectos más relevantes que intervienen en la acumulación de materiales aluviales en deltas y llanuras de inundación.

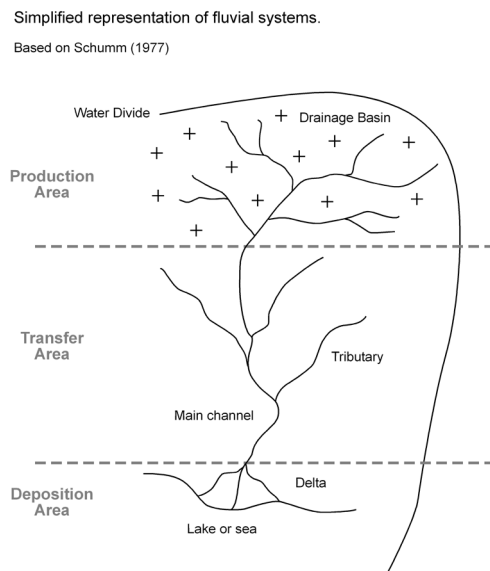


Figura 4.1. Esquema idealizado del sistema fluvial. Modificado de Schumm (1977) y Arche (2010).

Con respecto a la zona de producción del material, el sedimento procedente de las laderas es generado por la meteorización del sustrato rocoso y la erosión del suelo. De acuerdo con modelos de erosión del suelo (Van Oost *et al.*, 2001; Van Rompaey *et al.*, 2001; Verstraeten *et al.*, 2002; Deumlich *et al.*, 2006), la erosión en laderas depende en gran medida de la incidencia de las actividades agrarias y los factores topográficos, y, en menor medida, de la variabilidad climática. El sedimento movilizado en laderas no es inmediatamente evacuado por el curso fluvial, sino que se acumula en forma de depósitos coluviales al pie de las vertientes (Lang *et al.*, 2003). La transferencia de este material hacia el curso principal depende del tipo de erosión que actúe en las laderas y la forma de acumulación. Por ejemplo, la erosión por *gullies* incrementa la conectividad (Poesen *et al.*, 2003), mientras que la arroyada laminar o difusa limita la transferencia al canal principal (Houben *et al.*, 2006). Una vez que el material se incorpora al curso principal, se diferencian distintos tipos de carga (disuelta, en suspensión, y de fondo) que pueden ser acarreados en la fase de transporte, y que determinarán el carácter de las facies encontradas en la zona de acumulación (Nesbitt *et al.*, 1996).

La cantidad de carga en suspensión y disuelta que transporta un río está determinada por la meteorización y las tasas de erosión de las vertientes que lo alimentan. El volumen de carga de fondo, sin embargo, está definido por la capacidad de erosión del canal y la velocidad del flujo (Knighton, 1998; Bridge, 2003). Según Hoffmann (2006), en regiones húmedas, con fuerte influencia humana y tasas de erosión elevadas, la carga en suspensión supone el 95% del total transportado por el curso; mientras que en regiones áridas, con eventos extremos de precipitación, y áreas de montaña, con alta energía del flujo, la carga de fondo representa entre el 25 y 35%. El tamaño de la cuenca es también un factor determinante en la cantidad de sedimentos transferidos desde las áreas de cabecera al curso principal (Walling y Webb, 1996), debido al incremento de la capacidad de almacenamiento proporcional al tamaño de las cuencas. Asimismo, la topografía y altitud de la cuenca, la tectónica, la variabilidad de las precipitaciones, la cobertura vegetal y la temperatura, son variables involucradas en la transferencia de sedimentos en el sistema fluvial (von Blanckenburg, 2005).

Respecto al sector de sedimentación (Figura 4.1), en el caso de la cuenca alta del Aare, la forma de acumulación generada es un delta que prograda en el lago Brienz. Los deltas formados en lagos perialpinos son depocentros de gran efectividad, actúan como trampas sedimentarias que retienen gran cantidad del sedimento movilizado en áreas de cabecera (Hinderer, 2001). El concepto de delta se define, desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico, como el prisma de sedimento terrígeno construido por un río en su desembocadura en una masa de agua estable, ya sea un mar o un lago (Nemec, 1990 y referencias incluidas). El flujo del río, cargado de sedimento, pierde velocidad (y, por tanto, capacidad de transporte) al entrar en la masa de agua y deposita su carga sólida (Arche, 2010). El estudio de los sistemas deltaicos ha deparado diversas clasificaciones, en función de los criterios empleados para su elaboración (Postma, 1990 y referencias incluidas). La clasificación de McPherson *et al.* (1987), que atiende al tipo de alimentación aluvial originaria, distingue entre abanicos deltaicos (*fan deltas*), deltas de tipo *braided*, y deltas “comunes”, que se asimilan a los deltas de tipo Gilbert (Gilbert, 1890). Los abanicos deltaicos, ricos en facies de gravas, se forman usualmente por la entrada directa de *debris flows* u otros tipos de flujos gravitatorios y de vertiente en la masa de agua. Los deltas de tipo *braided* se caracterizan también por la presencia de materiales gruesos, pero su génesis se debe a la progradación producida por un sistema fluvial de tipo *braided*; y son frecuentes en llanuras y lagos proglaciares. El tercer tipo, el más frecuente, agrupa a los sistemas deltaicos dominados por facies de material más fino, creados principalmente por sistemas fluviales meandriformes o rectilíneos, con predominancia de carga mixta o en suspensión.

El delta que forma el Aare en el lago Brienz puede ser definido como de tipo Gilbert. Adams *et al.* (2001) señalan que esta tipología de deltas es la más habitual en lagos perialpinos; pues la aportación, en términos de volumen de material, de los abanicos deltaicos es ostensiblemente menor. La forma alongada del delta del Aare está determinada por la morfología del valle que lo acoge, cuya génesis se debe a la acción glaciaria (ver Apartado 2.3.1).

Según el esquema clásico de Gilbert (1890) un delta puede ser subdividido en tres partes diferenciadas de acuerdo al tipo de depósitos y procesos dominantes: *topset*, *foreset* y *bottomset*. La llanura deltaica (porción subaérea), correspondiente a las facies de *topset*, está dominada por los procesos fluviales, dependientes de un canal o sistema de canales. Dentro de la porción subacuática se distinguen dos ambientes: el frente deltaico (proximal), y el prodelta (distal y profundo) (Arche, 2010). El delta del Aare presenta una transición abrupta entre la llanura deltaica y el frente deltaico, que adopta una forma rectilínea con elevada pendiente (17°), y ligeramente cóncava en su base, hasta enlazar en profundidad con los depósitos del prodelta (Adams *et al.* 2001), caracterizados por la aparición de turbiditas (Sturm y Matter, 1978).

El presente estudio pretende analizar la dinámica sedimentaria de la llanura deltaica del valle Hasli. Debido a la mencionada morfología alongada del delta (≈ 13 km de longitud por 1 km de ancho) y la tipología del lecho (principalmente meandriforme, con intercalaciones de fases *braided*; Schulte *et al.*, 2015), el proceso de acumulación responde al patrón característico en llanuras de inundación aluvial. El curso fluye aguas abajo sobre la superficie, modificándola en sucesivos episodios de avenida. Así, el resultado es un complejo formado por el canal (compuesto por los depósitos del lecho y de sus orillas), y la llanura de inundación propiamente dicha. Al producirse eventos de crecida que superan la capacidad de evacuación del canal se origina el desbordamiento, que tiene como consecuencia la transferencia de material. Desde el punto de vista geomorfológico, las llanuras de inundación (en sentido estricto) son receptoras mayoritariamente de material perteneciente a la carga en suspensión (Brown, 1996; Brown *et al.*, 2001), además de nutrientes, minerales pesados, y carbón (Hofmann, 2006); que pueden ser almacenados durante largos periodos de tiempo. El estudio de estos registros sedimentarios proporciona información sobre la variación de los procesos de acumulación, la migración lateral de los canales, y los fenómenos de *cut and fill* derivados de ella (Thorndycraft *et al.*, 2008); así como sobre los cambios ambientales y las paleoinundaciones ocurridos en la cuenca (Schulte *et al.*, 2008, 2009, 2012, 2015; Laignre *et al.*, 2013). La sedimentación en este tipo de ambiente está condicionada por diversas variables: morfología y dinámica del lecho; capacidad de transporte, pendiente y vegetación (Brown *et al.*, 2006); variabilidad del agua disponible, proveniente de precipitaciones o deshielo (Thorndycraft y Benito, 2006); y, en época reciente, por las actividades de gestión hidráulica, que modifican los regímenes hidrológicos (Vischer, 2003; Finger *et al.*, 2006).

La llanura de inundación (en sentido amplio) está compuesta, por tanto, por una combinación de depósitos de canal y desbordamiento (*overbank*), cuyo grado de representatividad en el conjunto depende de la cantidad de material transportada por el flujo y la energía del mismo (Knox, 1998), así como por el tamaño de las partículas implicadas. En base a estos factores, los canales se pueden clasificar en varias tipologías (y como consecuencia, las llanuras sedimentarias que generan). Según Miall (1977), en función de la sinuosidad y el entrelazamiento que presentan, existen cuatro tipos básicos

de canales: rectos, entrelazados, meandriiformes y anastomosados. Cada tipología de canal determina la morfología y arquitectura sedimentaria de la llanura aluvial, que depende del balance entre la capacidad de erosión del sistema y el depósito efectivo. Wilson (1973) establece el vínculo entre tipo de carga y tipología del canal: los cursos que transportan mayoritariamente carga en suspensión se asocian a canales profundos, estrechos y sinuosos; en contraposición a los que transportan material grueso, que son más anchos y superficiales. Schumm (1985), abunda en esta clasificación, al referir que los canales que transportan carga de fondo tienden a ser menos estables que los canales que portan carga en suspensión. Galloway (1981) establece una clasificación según la arquitectura de las facies fluviales presentes en la llanura aluvial, la relación entre el tamaño de las partículas y el medio de transporte, y la forma del canal (Figura 4.2). En canales con predominio de carga de fondo, la geometría del canal tiende a presentar baja sinuosidad. El incremento de la carga en suspensión se asocia al aumento de la sinuosidad. Así, los canales con abundancia de carga en suspensión presentan los mayores índices de sinuosidad y anastomosamiento. La preponderancia de carga mixta y carga en suspensión en el canal tiene como consecuencia una huella sedimentológica característica, con paquetes de facies de canal multiepisódicos envueltos por las facies de desbordamiento. Por el contrario, los canales con abundante carga de fondo dejan paquetes de facies de canal amalgamados, con alta continuidad lateral, lo que implica una menor preservación de las facies de llanura de inundación (Figura 4.2).


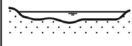










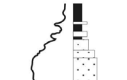






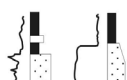

	Composición del relleno de canal	Sección transversal	Geometría		Estructura interna		Relaciones laterales
			Planta	Isolíneas de arena	Fábrica	Secuencia vertical	
CANALES CON CARGA DE FONDO	 Predominio de arena	 Alta relación anchura/altura Base erosiva	 Recto a ligeramente sinuoso		 Acreción vertical. Preservación de los canales	 Secuencias irregulares	 Canales amalgamados
CANALES CON CARGA MIXTA	 Arena, limo y arcilla	 Relación anchura/altura moderada Base muy erosiva	 Sinuoso		 Preservación de los canales y de la llanura de inundación	 Secuencias decrecientes	 Canales multiepisódicos en llanura de inundación
CANALES CON CARGA EN SUSPENSIÓN	 Predominio de limo y arcilla	 Relación anchura/altura muy baja Base muy erosiva	 Alta sinuosidad. Anastomosado		 Alta preservación de la llanura de inundación	 Secuencias mal definidas	 Canales multiepisódicos en llanura de inundación

Figura 4.2. Sistemas fluviales y arquitectura sedimentaria según Galloway (1981).
Gráfico de Arche (2010).

La migración lateral de los canales está dirigida por el balance entre erosión y sedimentación en los márgenes de los mismos (Ferguson, 1981). Los movimientos del lecho tienen como consecuencia la acreción lateral en la llanura de inundación; que se produce en sincronía con la acreción vertical, producida por la agradación del lecho y los *levées*, y la acumulación de depósitos de desbordamiento que afectan a toda la superficie de la llanura (dependientes de la velocidad del flujo, la topografía de la llanura, la distancia al canal y la magnitud de las crecidas; Benedetti, 2003). Houben (2007) subdivide las formas aluviales en formas de canal-lecho, formas de borde de canal (*levées*, *crevasse splay*), y formas exteriores al canal (depósitos de desbordamiento, canales abandonados, áreas encharcadas). Así, la interpretación de la arquitectura fluvial permite identificar distintos cuerpos sedimentarios (de estructura, geometría y textura distintiva), y su localización en el conjunto de la llanura aluvial (e.g. Friend, 1983; Miall, 1985).

La combinación de los dos procesos, acreción vertical y lateral, produce secuencias estratigráficas características, granodecrecientes hacia la superficie, formadas por facies de gravas de canal, depósitos arenosos de barras laterales, y facies limosas de *overbank* (Figura 4.3). Este tipo de asociaciones de facies ha sido detalladamente descrito, a partir

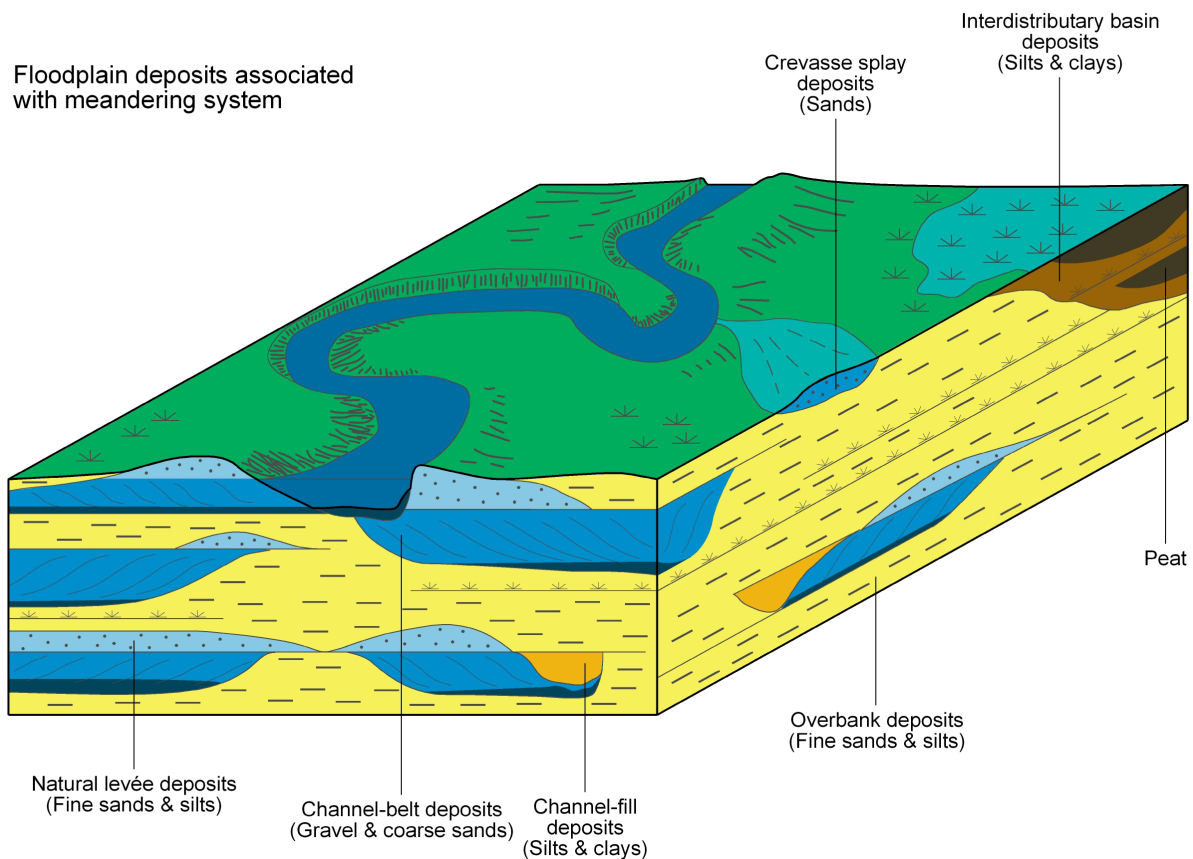


Figura 4.3. Esquema simplificado de ambientes sedimentarios y depósitos asociados en un sistema meandriforme.

de cortes y perfiles de sondeos, en la llanura deltaica del Lüttschine por Schulte *et al.* (2009). Los depósitos de *crevasse splay*, en los que predominan las arenas, en el caso de llanuras deltaicas, suelen estar interconectados con los canales distributarios secundarios (Gibling, 2006). La composición de la arquitectura sedimentaria fluvial de las llanuras de inundación se completa con facies de depresión interdistributaria (Figura 4.3). En sectores puntuales de la llanura, deprimidos, distales con respecto al canal, y en consecuencia, menos afectados por los episodios de inundación, se acumula material fino, consecuencia de la decantación en condiciones paludales (Houben, 2007; Thorndycraft *et al.*, 2008; Schulte *et al.*, 2009, 2015). En ellos se dan las condiciones favorables para el desarrollo de niveles orgánicos, que en ocasiones pueden convertirse en paquetes turbosos, caracterizados por la descomposición incompleta de la materia orgánica como consecuencia de condiciones anaeróbicas (Verhoeven, 1986).

Finalmente, con respecto a la dinámica sedimentaria actual en llanuras de inundación alpinas, cabe señalar que buena parte de los cursos alpinos están hoy canalizados (como es el caso del Aare en su tramo de la llanura deltaica de Hasli), con el objetivo de minimizar el daño causado por las inundaciones, lo que influye decisivamente en el proceso de acreción en época reciente.

4.2. PERFIL AP-1

El perfil AP-1 se localiza en el sector distal de la llanura deltaica, a 1.3 km del lago Brienz, enmarcado al N por la vertiente S de Ballenberg y al S por el *debris flow* de Rieseten (Figura 4.4). El perfil reúne todos los elementos morfológicos característicos de la llanura deltaica: un sistema paleocanal-*levée* bien preservado, un sector de depresión interdistributaria, con formación de capas orgánicas y paleosuelos, así como la influencia de los aportes de los tributarios laterales, que también inciden en la dinámica de acreción sedimentaria (Carvalho, 2014).

El perfil AP-1 está formado por 25 sondeos someros y dos sondeos largos (AA-2: 9 m de profundidad; AA-41, 7 m), repartidos como muestra la Figura 4.4. Los sondeos manuales fueron realizados en su totalidad durante la campaña de trabajo de campo de junio de 2011 (Tabla 4.1), partiendo de la localización previa del sondeo AA-2, que fue realizado por el grupo Fluvalps en 2008. El sondeo AA-41 se realizó en junio de 2013, completando así el perfil. La distancia entre el sondeo AP-1.25 (el primero por el N) y el AP-1.11 es de 637.23 m (Figura 4.4). La posición de los sondeos respeta, en la medida de lo posible, el intervalo de 20 m definido previamente. No obstante, caben tres puntualizaciones: el punto exacto de perforación de los sondeos que van desde el AP-1.20 al AP-1.5, en el sector central, está determinado por la red de drenaje subterránea; el espacio sin sondeos entre el AP-1.23 y el AP-1.20 está ocupado por las vías de comunicación y el canal del río Aare; entre los sondeos AP-1.10 y AP-1.11 se ha optado por un intervalo mayor a 20 m, debido a la existencia de cableado subterráneo (Figura 4.4).

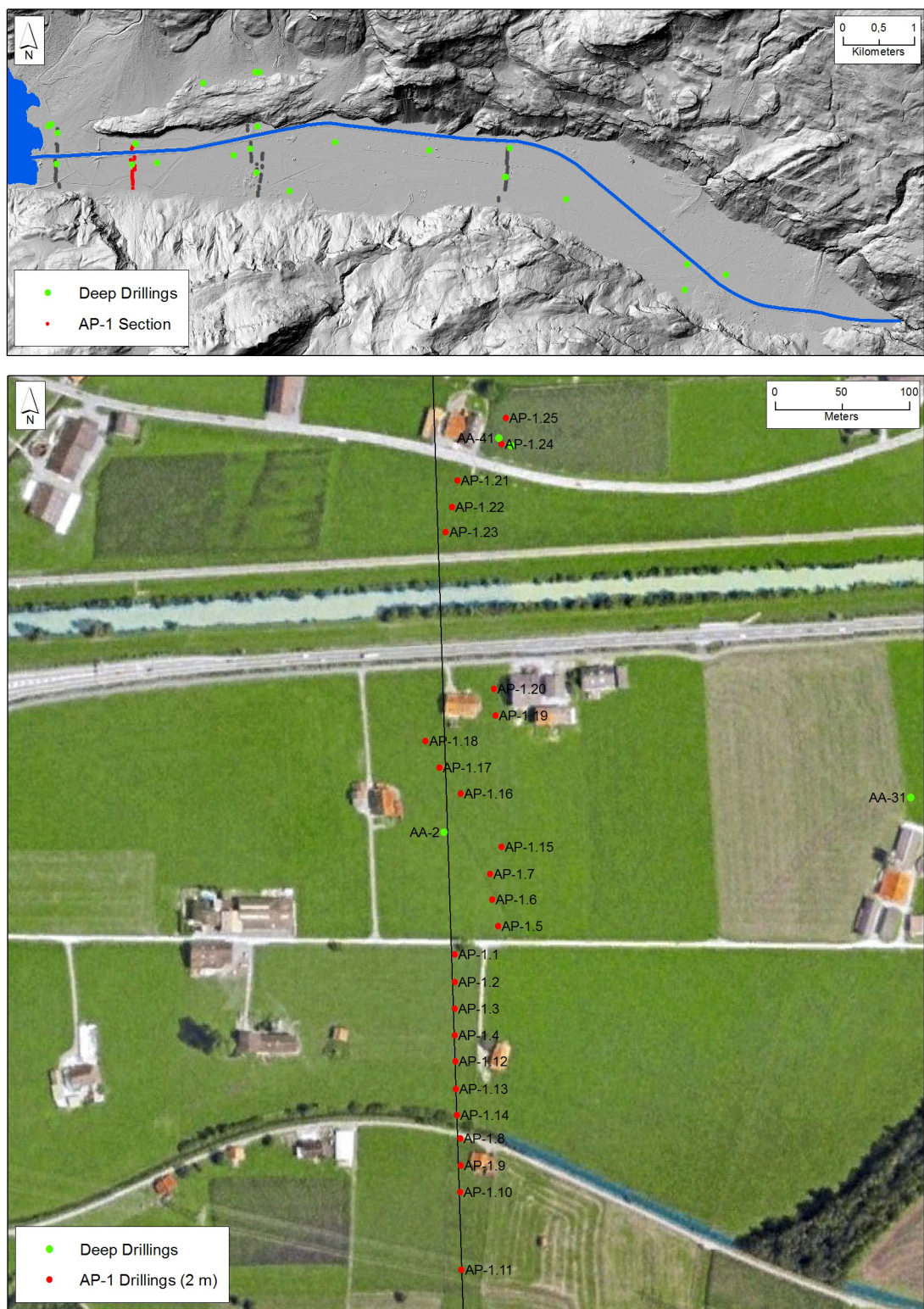


Figura 4.4. Localización del perfil AP-1 en la llanura deltaica (imagen superior) y distribución de los sondeos que lo componen (imagen inferior).

Tabla 4.1. Resumen de sondeos del perfil AP-1.

	Sondeos	Prof (m)	Tipo	Fecha	Dataciones
Largos	AA-2	9	cerrado	2008	x
	AA-41	7	cerrado	jun-2013	x
Cortos	AP-1.1	2	manual	jun-2011	
	AP-1.2	2	manual	jun-2011	
	AP-1.3	2	manual	jun-2011	
	AP-1.4	2	manual	jun-2011	
	AP-1.5	2	manual	jun-2011	x
	AP-1.6	2	manual	jun-2011	
	AP-1.7	2	manual	jun-2011	
	AP-1.8	2	manual	jun-2011	
	AP-1.9	2	manual	jun-2011	
	AP-1.10	2	manual	jun-2011	
	AP-1.11	2	manual	jun-2011	
	AP-1.12	2	manual	jun-2011	x
	AP-1.13	2	manual	jun-2011	
	AP-1.14	2	manual	jun-2011	
	AP-1.15	2	manual	jun-2011	
	AP-1.16	2	manual	jun-2011	
	AP-1.17	2	manual	jun-2011	
	AP-1.18	2	manual	jun-2011	
	AP-1.19	2	manual	jun-2011	
	AP-1.20	2	manual	jun-2011	
	AP-1.21	2	manual	jun-2011	
	AP-1.22	2	manual	jun-2011	
	AP-1.23	2	manual	jun-2011	
	AP-1.24	2	manual	jun-2011	
	AP-1.25	2	manual	jun-2011	x

El perfil topográfico representado en la Figura 4.5¹ muestra la canalización del Aare en el sector N. A continuación, hacia el S, se desarrolla un área ligeramente deprimida, en cuyo centro se encuentra el sondeo AA-2. En el sector S se observa la sección de un paleocanal de grandes dimensiones, cuyos *levées* alcanzan la cota más elevada del perfil, al pie del *debris flow* procedente de la vertiente S. La canalización del Aare, cuenta con dos diques artificiales, sobre los que se asientan las vías de comunicación (carretera, ferrocarril).

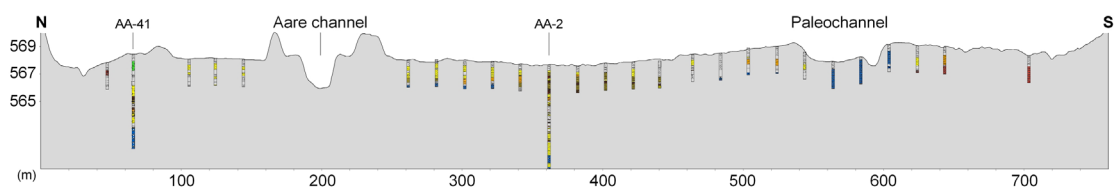


Figura 4.5. Corte topográfico del perfil AP-1.

¹ El perfil topográfico de la Figura 4.5 representa el corte de la llanura de inundación definido por la línea negra trazada en el mapa inferior de la Figura 4.4.

4.2.1. MORFOLOGÍA DE LA LLANURA DE INUNDACIÓN

La cartografía de la superficie de la llanura de inundación (Figura 4.6) muestra varias estructuras fluviales relevantes. Al N existe un paleocanal, correspondiente a una localización previa del canal del Aare (anterior a 1499, Schulte *et al.*, 2015), cuyos *levées* apenas son visibles en el terreno, por la modificación antrópica sufrida por este sector (construcción del canal de drenaje y la carretera). Al S del Aare existe una estructura de menor importancia, con dirección E-W, que define también un paleocanal, apenas visible en el MDT, pero sí en campo. La mitad S de este sector del valle está marcada por la presencia de un paleocanal que forma un pequeño meandro, con *levées* bien desarrollados, cuya anchura está en torno a 50 m. Se trata del canal principal, y único en este sector distal, del Aare en la época más reciente previa a la canalización de 1876.

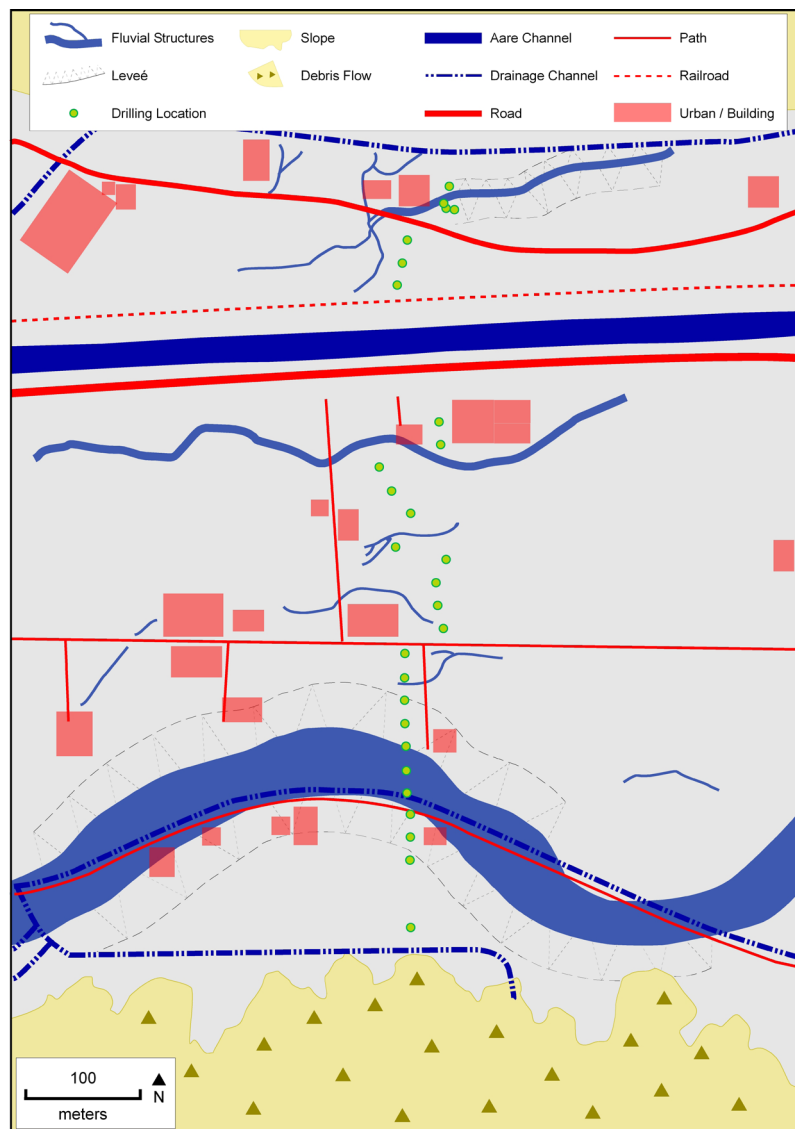


Figura 4.6. Morfología superficial de la llanura deltaica en el perfil AP-1.

El talud de derrubios de Rieseten, procedente de la vertiente S, probablemente determina la forma que toma el meandro del paleocanal en la sección AP-1, apartándolo del pie de la ladera. Se trata de un proceso muy activo en época reciente, que aporta material clástico de vertiente a la llanura de inundación. Si bien el pie del depósito se encuentra actualmente fitoestabilizado (Figura 4.7, superior), la cabecera, situada en torno a 1500 m de altitud, continúa plenamente activa, por erosión remontante (Figura 4.7, izquierda).

Finalmente, la cartografía morfológica superficial recoge la modificación antrópica llevada a cabo en la sección. Las numerosas obras de gestión hidráulica realizadas en la zona incluyen la creación de canales de drenaje: al pie de las vertientes, recogiendo los aportes laterales; y otro aprovechando el trazado del paleocanal.



Figura 4.7. Talud de derrubios de Rieseten. Superior: vista desde la llanura deltaica de Hasli. Izquierda: detalle de la cabecera. Autor: F. Carvalho.

4.2.2. RECONSTRUCCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA

La reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-1 (Figura 4.8) alcanza los nueve metros de profundidad gracias al sondeo AA-2². En la base de dicho sondeo se encuentra un importante nivel de gravas y materiales gruesos, que tiene continuidad en la base del sondeo AA-41 (7 m). Sobre las gravas del AA-2 se acumula un paquete de 1.5 m de espesor de material fino, intercalado por un pequeño nivel de turba de escasa potencia. Sobre él se asienta un nivel mayoritariamente compuesto por arenas finas, en el cual se intercalan tres niveles turbosos, atribuibles a fases de estabilidad y/o condiciones de encharcamiento de este sector. Sobre el nivel de arenas finas, y prácticamente hasta la superficie, se desarrollan niveles de finos (limos y arcillas). Intercaladas aparecen capas de turba o capas con alto contenido en materia orgánica, con matriz mineral de partículas finas. Los 50 cm superficiales están ocupados por el horizonte edáfico y un pequeño nivel de arenas finas.

El sondeo AA-41 se localiza en el extremo septentrional del fondo de valle. La base está ocupada por depósitos de canal-*levée*, seguidos por arenas finas. Se produce un cambio abrupto, pasando a material predominantemente limoso hasta llegar a 2 m de profundidad. Intercalados en los limos, aparecen niveles orgánicos y turbosos de considerable espesor, separados por un nivel de unos 25 cm de arenas finas. Los dos metros superficiales registran materiales más gruesos, correspondientes al paleocanal representado en la cartografía geomorfológica.

Los dos metros superficiales del perfil AP-1, reconstruidos a partir de los sondeos someros, muestran grandes diferencias, como respuesta a los distintos ambientes internos de sedimentación. Inmediatamente al N del sondeo AA-2, se observa un paquete de gravas a 2 m de profundidad, que ha quedado adosado a los finos de la depresión interdistributaria. Indica la posición del canal, y se observa una secuencia que tiene continuidad granodecreciente con el nivel de arenas gruesas que se extiende hasta la vertiente N a dicha profundidad. Este tipo de depósitos indica la presencia de un canal (probablemente de tipo *braided*, por la extensión lateral de este paquete) en esta fase. Sobre estos depósitos descansan capas de arenas finas, arenas finas con limos y limos con arenas finas, que predominan en toda la mitad N del perfil. El sector central, como se ha comentado, está ocupado por facies propias de depresión interdistributaria. Las capas orgánicas y turbosas llegan a alcanzar los 100 m de anchura en este sector.

La mitad S del perfil litoestratigráfico está dominada por la presencia del paleocanal, activo hasta la canalización del Aare (1876; Figuras 4.6 y 4.8). A 2 m de profundidad se registra un nivel de gravas con matriz de arenas gruesas, de origen bastante reciente (465 cal. BP), sobre el cual se asientan paquetes de arenas gruesas y finas, pertenecientes a los *levées* del canal. Insertadas en las arenas superiores de los *levées*, se encuentran pequeñas bolsas de materiales más finos. Se trata de el tipo de sedimentación clásica en la formación

² La descripción del sondeo AA-2 se puede consultar en el Anexo. Carvalho (2014) realiza un análisis litoestratigráfico y geoquímico detallado de este sondeo.

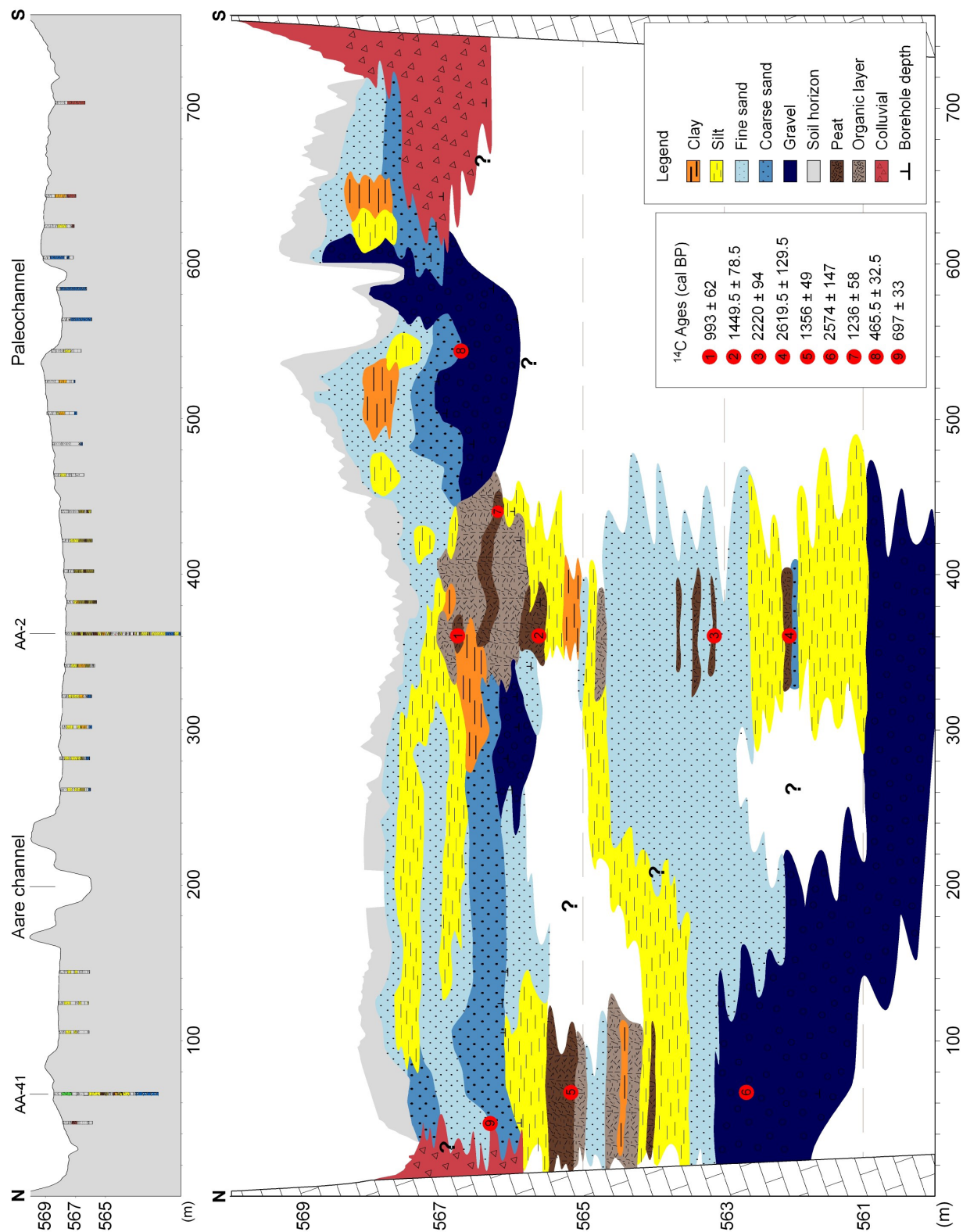


Figura 4.8. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-1.

de *levées* en canales de bajo gradiente con carga mixta (Donselaar y Overeem, 2008). Las barras del meandro van depositando arenas por acreción lateral, mientras que en el fondo sedimentan las partículas más gruesas, en el suelo del canal. Tras el abandono del canal, la concavidad resultante se rellena con finos de decantación (Figura 4.9).

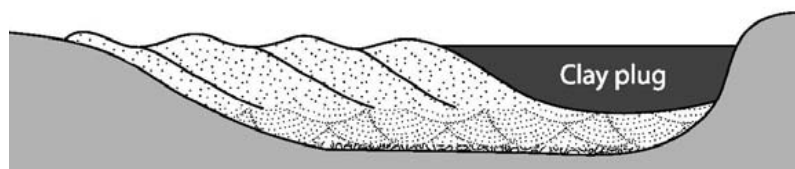


Figura 4.9. Esquema idealizado de sedimentación en barras de meandro. Gráfico de Donselaar y Overeem (2008).

El perfil se completa con los depósitos del talud de derrubios de Rieseten, que se introducen unos 100 m en la llanura de inundación en forma de cuña bajo el material de *levée*, caracterizados por la presencia de gravas angulosas de origen calcáreo con matriz de arenas gruesas.

El nivel superior del perfil consiste en la capa de suelo afectada por las actividades agrarias. Su composición depende de la capa inmediatamente inferior, si bien existe cierta homogeneidad a lo largo de toda la sección, por tratarse de una capa removida por el arado. Presenta mayor porosidad que los niveles más profundos, abundante materia orgánica en forma de raíces, y signos de bioturbación³.

4.2.3. MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO: EL PROCESO DE AGRADACIÓN EN LOS ÚLTIMOS 2800 AÑOS

Los movimientos laterales del lecho, así como la agradación de las diferentes facies del perfil AP-1 se muestran en la Figura 4.10. La cronología, representada por las isócronas resultantes de los modelos cronológicos de los sondeos que componen el perfil, se establece por medio de las dataciones AMS ¹⁴C de muestras orgánicas de cinco sondeos (Tabla 4.2, Figura 4.8). El perfil AP-1 dispone de mayor número de dataciones (y mejor distribuidas en el espacio) que los restantes perfiles, debido a la mayor disponibilidad de muestras susceptibles de ser datadas con alta fiabilidad. Al encontrarse el perfil AP-1 en el sector distal de la llanura deltaica, recibe un mayor aporte de sedimentos de grano fino, lo que, unido a la existencia de un canal principal único meandriforme, permite la formación de suelos orgánicos y/o turbas en la depresión interdistributaria, donde la presencia de material orgánico datable es más frecuente.

La mayor fiabilidad de las dataciones de paquetes turbosos, unida a la localización y la continuidad lateral de los mismos (Schulte *et al.*, 2009), confieren un papel clave a las capas

³ Esta capa es común a todos los perfiles analizados, por lo que no se hará referencia a ella en los apartados dedicados a los perfiles AP-2, AP-3 y AP-5.

Tabla 4.2. Dataciones disponibles en el perfil AP-1.

Core	Depth (cm)	Chronology	Material	Conventional radiocarbon age (BP)	Calibrated age (BP) (2 sigma)	Mean values and ranges derived from calibrated ages (BP)	$\delta^{13}C^{\circ}/\text{oo}$ PDB
AA-2	84	Rejected	Peat & bulk sediment	1075 ± 30	931 - 1055	993 ± 62	-28.3
	229-230		Peat & bulk sediment	1555 ± 35	1371 - 1528	1449.5 ± 78.5	-28.0
	335		Plant remains	2175 ± 35			-26.3
	450		Peat & bulk sediment	2190 ± 30	2126 - 2314	2220 ± 94	-28.7
	552.5		Plant remains	2535 ± 35	2490 - 2749	2619.5 ± 129.5	-27.7
AA-41	322.5	Rejected	Peat	1472 ± 30	1307-1405	1356 ± 49	-26,1
	467		Peaty sediment	2592 ± 58			-28,6
	586		Wood fragment	2475 ± 31	2427-2721	2574 ± 147	-25,7
AP-1.5	177		Peaty bulk	1310 ± 33	1178 - 1294	1236 ± 58	-28
AP-1.12	191.5-193		Wood & plant remains	375 ± 33	317 - 505	465.5 ± 32.5	-27,8
AP-1.25	174-180		Wood & plant remains	754 ± 32	664 - 730	697 ± 33	-31,2

de turba desarrolladas en el sector central (depresión interdistributaria) en la creación del modelo cronológico del perfil. La cronología de los sondeos que se encuentran en la depresión interdistributaria (de N a S, desde el AP-1.20 hasta el AP-1.5) se elabora a partir de las dataciones de los sondeos AA-2 y AP-1.5 y las relaciones laterales entre las facies comunes encontradas entre ellos. En el primer metro de estos sondeos se registra el cambio entre materiales finos y facies arenosas, cuyo límite se identifica con la migración del canal de 1499 AD, lo que aporta un nuevo punto de datación relativa. Los modelos de los sondeos AP-1.25, AP-1.21, AP-1.22 y AP-1.23 se elaboran a partir de las dataciones del AA-41, por continuidad lateral de las capas.

El modelo cronológico de los sondeos que ocupan las facies de canal-*levée* del paleocanal (de N a S, desde el AP-1.1 a AP-1.10) se elabora en base a la datación del sondeo AP-1.12, que determina un ritmo alto de sedimentación, extrapolable para todo el grupo de sondeos del sector, por la similitud de los depósitos encontrados en ellos. Además se puede contar con la fecha de canalización del Aare (1876), cuando el canal fue abandonado definitivamente.

La dinámica histórica de la agradación se representa en la Figura 4.10, mediante la división del perfil litoestratigráfico en ventanas temporales de 300 años. El espesor y características de la capa de gravas encontrada en la base del sondeo AA-2 determina la posición de un canal en el centro de la llanura deltaica en una fase inicial (anterior a 2750 cal. BP). Durante

AP-1

Chronological frame

Successive 300-yr time slices

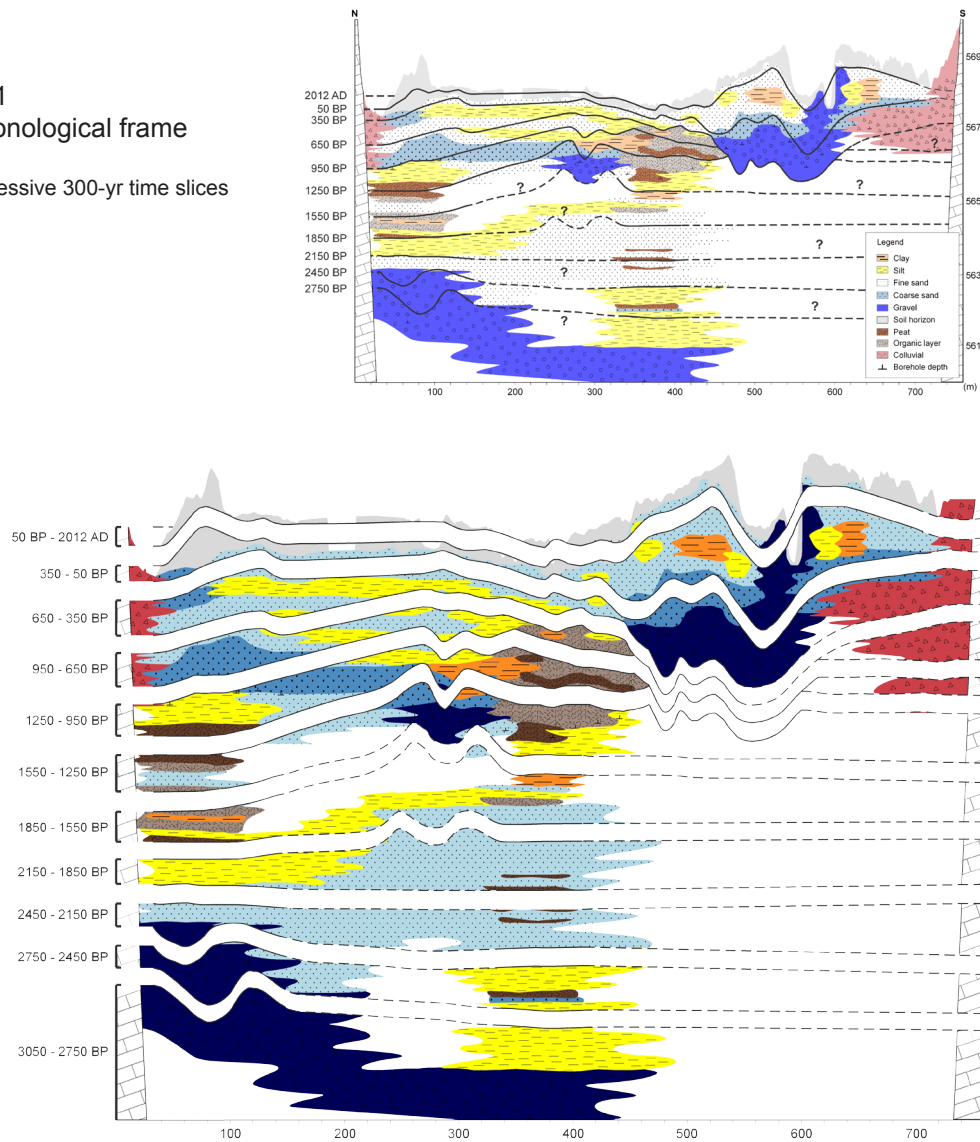


Figura 4.10. Cronología del perfil AP-1 según ventanas temporales de 300 años.

ese mismo periodo, el canal migra lateralmente hacia el N, situándose prácticamente adosado a la vertiente, como indican los niveles de material grueso en la base del sondeo AA-41. La localización del canal en el N provoca una agradación vertical importante en ese sector hasta al menos 2450 cal. BP. Al mismo tiempo, el sector central de la llanura de inundación va quedando deprimido, alejado de aportes de materiales gruesos, recibiendo sedimentos limosos. Al igual que, presumiblemente, el sector S, del que no se puede contar con información por la falta de sondeos profundos. La fase 2450 - 2150 cal. BP registra un cambio en la dinámica del lecho, puesto que las gravas son sustituidas por facies de arenas mayoritariamente. El canal ha cambiado su tipología, pasando probablemente a ser de tipo *braided*. A medida que, durante el intervalo 2150 - 1850 cal. BP, el canal de aleja de la vertiente N, se acumula un paquete de gran espesor de arenas, pasando a ser finos en el sector N, donde previamente se asentaba el lecho. El mayor crecimiento vertical

en el área situada entre los dos sondeos largos en la fase 1850 - 1250 cal. BP crea una disimetría topográfica, dejando áreas deprimidas a ambos costados del canal, que son rellenadas por sedimentos finos (limos y pequeñas capas arcillosas) de alto contenido orgánico. Al producirse estas diferencias topográficas, las áreas deprimidas favorecen las condiciones de encharcamiento, en las cuales se forman los depósitos turbosos. Entre 1250 y 950 cal. BP, el canal se desplaza paulatinamente de nuevo hacia el N, situándose sobre los materiales finos, y depositando facies de arenas gruesas. Al alejarse el canal del sector central, este continúa ejerciendo como depresión interdistribuitaria, recibiendo los *outerbank deposits*.

En 1499 AD (401 cal. BP) se produce un salto del canal al sector S, motivado por la disimetría topográfica creada por la agradación vertical del canal en el sector N. El límite de equilibrio del sistema posiblemente se supera con el episodio de crecida acaecido en 1499 AD (Schulte *et al.*, 2015), que fuerza la migración lateral del lecho a la zona deprimida de la llanura de inundación. Al situarse sobre depósitos finos, el lecho, en una etapa inicial, incide sobre ellos, produciéndose un efecto de *cut and fill*. Los sedimentos finos son erosionados y desalojados por la corriente durante la etapa de incisión, para ser reemplazados a continuación por materiales gruesos propios de la carga de fondo del canal. En la Figura 4.10 se observa como la isócrona de 650 cal. BP se hunde en las isócronas anteriores, que replican el mismo trazado, puesto que los materiales depositados desde 1250 cal. BP en este sector han sido evacuados. Durante la segunda etapa (*fill*), el canal agrada verticalmente, depositando gravas y arenas gruesas, que entran en contacto con los sedimentos aportados por el *debris flow* de Rieseten; compuestos por cantos y gravas angulosas, no trabajadas, envueltos en una matriz francosa (*mud supported*). En el intervalo 350 - 50 cal. BP el complejo canal-*levées* se desarrolla completamente hasta ser abandonado en 1876 AD por la canalización del Aare. Las partes altas de los *levées* se rellenan con arenas finas fluviales y las anteriormente mencionadas bolsas de finos de decantación. Los aportes del *debris flow* quedan sepultados por depósitos fluviales, lo que indica una menor actividad del movimiento de vertiente. La fase final, correspondiente a la canalización del Aare, apenas registra aporte sedimentario en el perfil, que únicamente puede ser debido a roturas puntuales de los diques artificiales de la canalización del Aare.

4.3. PERFIL AP-2

El perfil de sondeos AP-2 se encuentra a 3020 m de la desembocadura del lago Brienz, en el sector central de la llanura deltaica (Figura 4.11). La presencia del deslizamiento de Bitschi, cuyos depósitos estrangulan la llanura de inundación (ocupan ≈ 200 m lineales en la sección), es determinante en el comportamiento del proceso de agradación fluvial, así como en la dinámica lateral del canal en esta sección.

De los cuatro perfiles analizados, el perfil AP-2 es el compuesto por un mayor número de sondeos: dos sondeos profundos (AA-21, 6 m; y AA-49, 6 m) y 32 sondeos someros

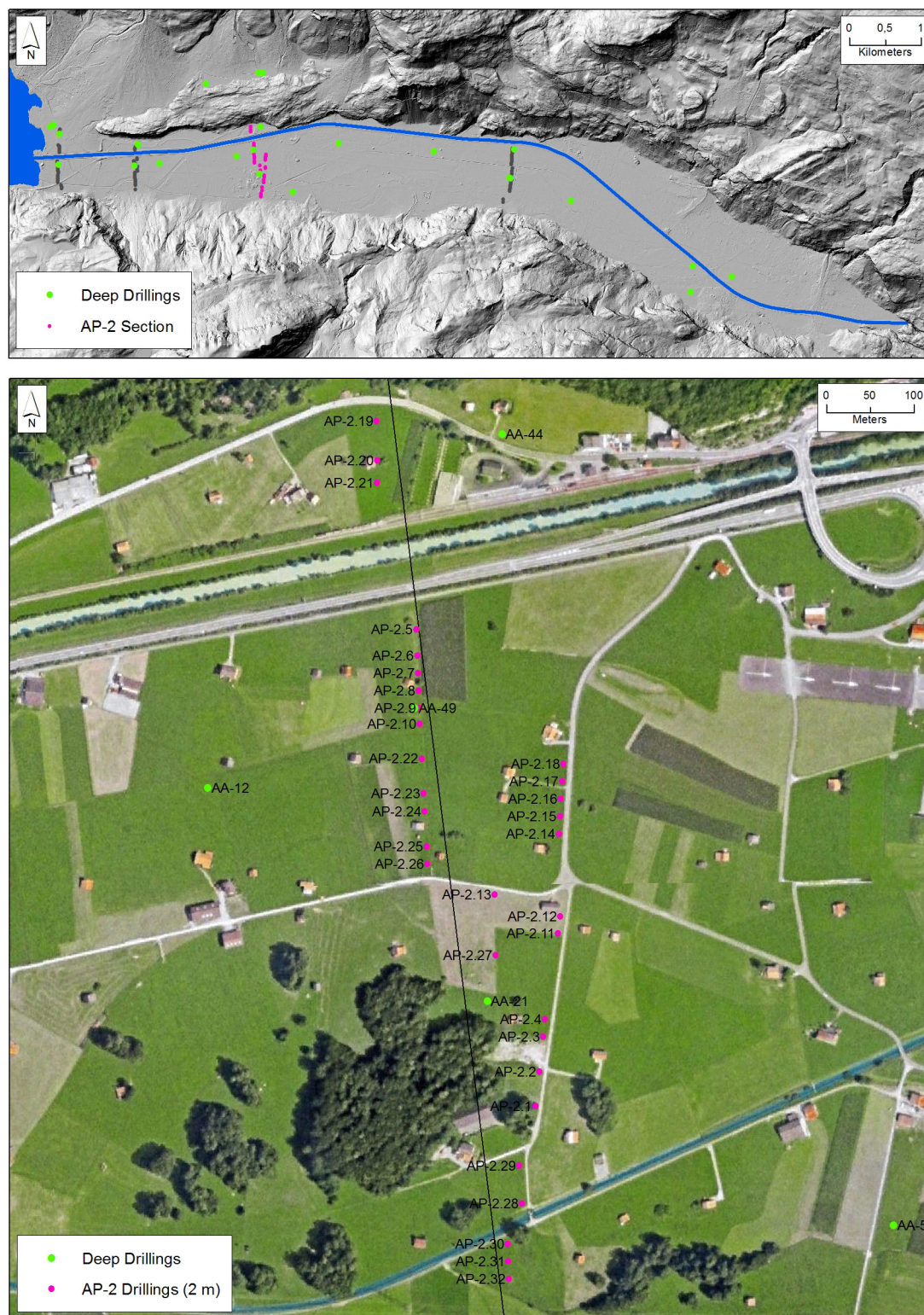


Figura 4.11. Localización del perfil AP-2 en la llanura deltaica (imagen superior) y distribución de los sondeos que lo componen (imagen inferior).

(Tabla 4.3), realizados todos en la campaña de trabajo de campo de 2013, excepto el sondeo AA-21 (2011). La Figura 4.11 muestra la disposición de los sondeos (984.5 m del sondeo situado más al N hasta el sondeo más meridional), que, en la medida de las posibilidades de campo, siguen la línea de corte definida en el mapa de la Figura 4.11. Los sondeos AP-2.1, AP-2.2, AP-2.3 y AP-2.4 se alejan ligeramente del perfil, por la imposibilidad de perforar en el núcleo del deslizamiento (en la imagen inferior de la Figura 4.11, cubierto por arbolado). Los sondeos AP-2.14, AP-2.15, AP-2.16, AP-2.17, AP-2.18 se realizaron a modo de muestras de control, con el fin de contrastar las posibles disparidades litoestratigráficas de este sector. Al N del canal del Aare el perfil cuenta con tres sondeos.

Tabla 4.3. Sondeos correspondientes al perfil AP-2.

	Sondeos	Prof (m)	Tipo	Fecha	Dataciones
Largos	AA-21	6	cerrado	jun-2011	x
	AA-49	6	cerrado	jun-2013	x
Cortos	AP-2.1	2	manual	jun-2013	
	AP-2.2	2	manual	jun-2013	
	AP-2.3	2	manual	jun-2013	
	AP-2.4	2	manual	jun-2013	
	AP-2.5	2	manual	jun-2013	
	AP-2.6	2	manual	jun-2013	
	AP-2.7	2	manual	jun-2013	
	AP-2.8	2	manual	jun-2013	
	AP-2.9	2	manual	jun-2013	
	AP-2.10	2	manual	jun-2013	
	AP-2.11	2	manual	jun-2013	
	AP-2.12	2	manual	jun-2013	
	AP-2.13	2	manual	jun-2013	
	AP-2.14	2	manual	jun-2013	
	AP-2.15	2	manual	jun-2013	
	AP-2.16	2	manual	jun-2013	
	AP-2.17	2	manual	jun-2013	
	AP-2.18	2	manual	jun-2013	
	AP-2.19	2	manual	jun-2013	
	AP-2.20	2	manual	jun-2013	
	AP-2.21	2	manual	jun-2013	
	AP-2.22	2	manual	jun-2013	
	AP-2.23	2	manual	jun-2013	
	AP-2.24	2	manual	jun-2013	
	AP-2.25	2	manual	jun-2013	
	AP-2.26	2	manual	jun-2013	
	AP-2.27	2	manual	jun-2013	
	AP-2.28	2	manual	jun-2013	
	AP-2.29	2	manual	jun-2013	
	AP-2.30	2	manual	jun-2013	
	AP-2.31	2	manual	jun-2013	
	AP-2.32	2	manual	jun-2013	

El perfil topográfico de la sección (Figura 4.12) muestra el área sobreelevada formada por bloques del deslizamiento de Bitschi en la mitad S, que se alza hasta 9 m sobre la altitud media del perfil.

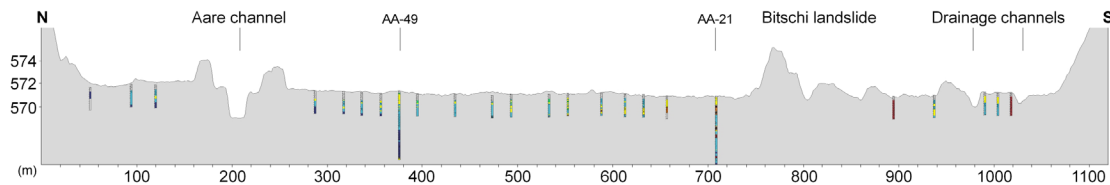


Figura 4.12. Perfil topográfico de la sección AP-2.

4.3.1. MORFOLOGÍA DE LA LLANURA DE INUNDACIÓN

La cartografía de formas superficiales de la sección AP-2 (Figura 4.13) muestra en la mitad S el material del deslizamiento de Bitschi. Este depósito ha quedado desconectado de la vertiente, al pie de la cual se forma hoy un pequeño abanico aluvial. Existe un núcleo, de forma irregular, del depósito del deslizamiento (con una superficie de 5.34 ha) y varias agrupaciones menores de bloques diseminadas alrededor. La vertiente N, por el contrario, no muestra evidencias de procesos gravitacionales que afecten a la llanura de inundación en este área.

Desde el punto de vista fluvial, en el mapa de la Figura 4.13 se aprecian multitud de estructuras. Al N del actual canal de Aare se halla un paleocanal de gran dimensión formando un meandro, prácticamente adosado a la vertiente, con *levées* desarrollados y visibles. La modificación antrópica contemporánea apenas ha dejado un tramo de 270 m lineales del paleocanal, pues desaparece aguas abajo con la canalización del Aare; y aguas arriba, con varias edificaciones. Al S del Aare se observan numerosos paleocanales menores, que fluyen en sentido NE-SO, representado un sistema *braided*. Tanto el paleocanal del N, que supone un sistema fluvial meandriforme con canal único, como la red de paleocanales menores, indican configuraciones pasadas del Aare en este sector, observables en la cartografía histórica sucesiva de la llanura deltaica, como muestra la reconstrucción de la evolución de los canales del Aare de Schulte *et al.* (2015). La existencia del puente de Wilerbrügg, construido en el siglo XIV⁴, es determinante en la evolución histórica de esta sección. El puente permitía el paso sobre el Aare, dando acceso a la vía que unía el fondo de valle con Brienzwiler (al N). Una posible migración lateral del Aare podría haber hecho inservible este puente, por lo que las comunidades locales hubieron de asegurar el paso del Aare bajo el puente, mediante la construcción de un dique artificial que desviaba el canal hacia el N (Figura 4.14). En las sucesivas configuraciones históricas del cauce, el paso del puente es común a todas ellas (Schulte *et al.*, 2015).

⁴ Fuente: Inventar Historischer Verkehrswege der Schweiz. Consultado en www.ivs.admin.ch.

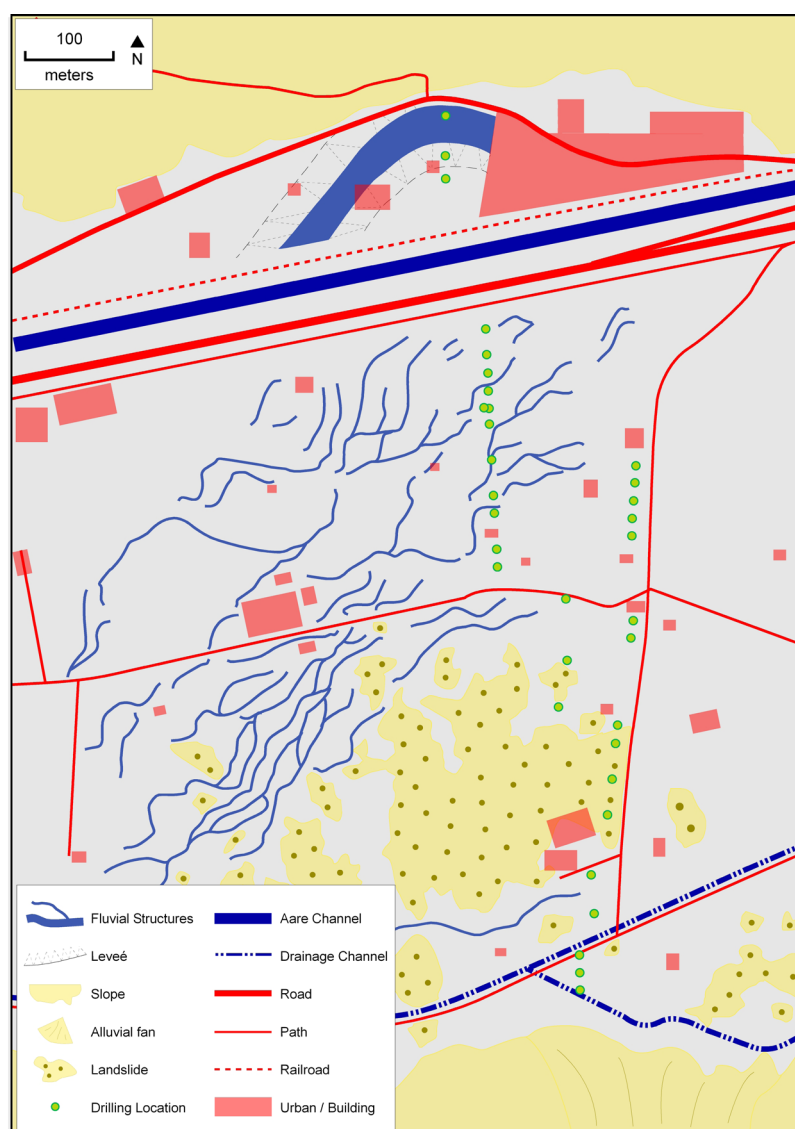


Figura 4.13. Cartografía morfológica superficial AP-2.

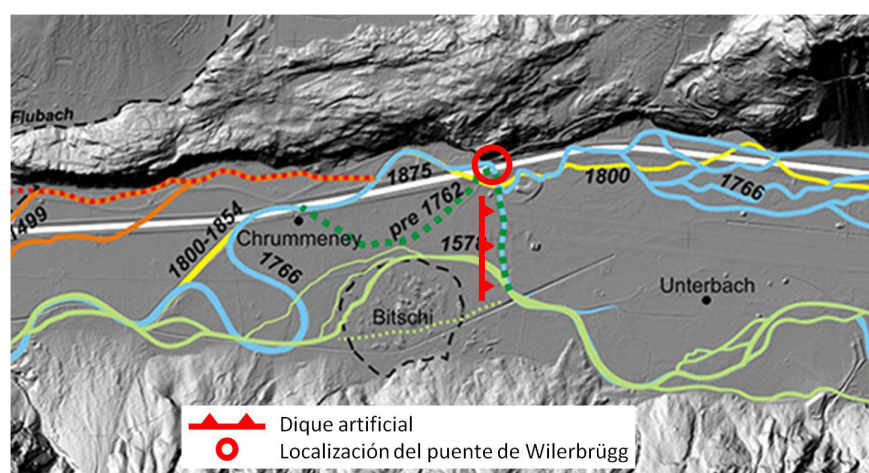


Figura 4.14. Detalle de cartografía de Schulte *et al.* (2015). Localización del puente de Wilerbrugg y el dique artificial construido para desviar el curso.

4.3.2. RECONSTRUCCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA

La litoestratigrafía del perfil AP-2⁵ (Figura 4.15) muestra la dicotomía entre sedimentos fluviales, propios de la llanura deltaica, y depósitos de vertiente. La disposición de los depósitos del deslizamiento, que ocupan el tercio S del perfil, tiene un carácter heterogéneo y caótico (sedimentación gravitatoria, no ordenada). El contacto entre el material correspondiente a los distintos eventos de deslizamiento resulta difícil de interpretar. De igual modo, el contacto lateral y vertical del deslizamiento con los depósitos fluviales de la llanura deltaica tampoco puede ser representado con los sondeos disponibles. Los niveles encontrados en el sondeo AA-21 indican que el deslizamiento ha entrado en forma de cuña en los sedimentos fluviales; pero no se puede establecer si por encima o debajo de estos dos niveles, la actividad fluvial ha invadido el espacio del material del deslizamiento. De este modo, el contacto entre el material de los dos eventos de deslizamiento y su máxima extensión distal son desconocidos. La secuencia del *core* AA-21 sugiere que se ha producido sedimentación fluvial tras el primer evento, dejando niveles de material fluvial entre los dos eventos de deslizamiento.

El sondeo AA-49 recoge mayoritariamente materiales gruesos, correspondientes con facies de canal y *levée*. La base muestra un paquete de finos, de más de 3700 años de antigüedad. Sobre él se apoyan más de 3.5 metros de gravas y arenas gruesas. Los dos metros superiores están compuestos por arenas finas y limos en secuencia granodecreciente hacia arriba (más arenas en el segundo metro; más limos en el primero).

La localización del sondeo AA-21 (Figura 4.11) favorece la existencia de facies diferenciadas. En la base, a 6 m de profundidad, se acumulan arenas gruesas, sobre las que aparece el primer nivel de deslizamiento. Sobre ellas, más niveles de arenas y gravas con arenas hasta el siguiente nivel de deslizamiento. A continuación, de 3 a 2.60 m de profundidad, se depositan finos y se forma un horizonte de turba de escaso espesor, envuelto en una capa rica en materia orgánica. Sobre los finos aparecen de nuevo arenas gruesas fluviales (1 m de potencia). Sobre ellas vuelven a aparecer materiales finos, primero arcillosos, en los que se forma un paquete de turba, y limosos hasta la superficie. La acumulación reciente de finos en el AA-21 define un área de estabilidad, no afectada por las inundaciones, cuya explicación puede encontrarse en el dique construido para desviar el cauce hacia el N, que protege esta área.

Los dos metros superficiales del perfil litoestratigráfico, de N a S, muestran facies de canal en el N, correspondientes al mencionado paleocanal, seguidas de paquetes de arenas, con algunos limos. Al S del Aare se observa predominancia arenosa, con algunas capas de limos o limos arenosos. Con la proximidad al sondeo AA-21 aumenta la presencia de

⁵ El perfil AP-2 está compuesto por 32 sondeos someros. La reconstrucción litoestratigráfica, no obstante, se basa en los sondeos que siguen la línea que define el perfil topográfico (Figura 4.11), con el fin de facilitar la representación. Los sondeos AP-2.14, AP-2.15, AP-2.16, AP-2.17 y AP-2.18 no se tienen en cuenta por este motivo. Los sondeos AP-2.1, AP-2.2, AP-2.3, AP-2.4 se localizan en un sector rellenado antrópicamente con material del deslizamiento, por lo que tampoco son considerados para la reconstrucción litoestratigráfica.

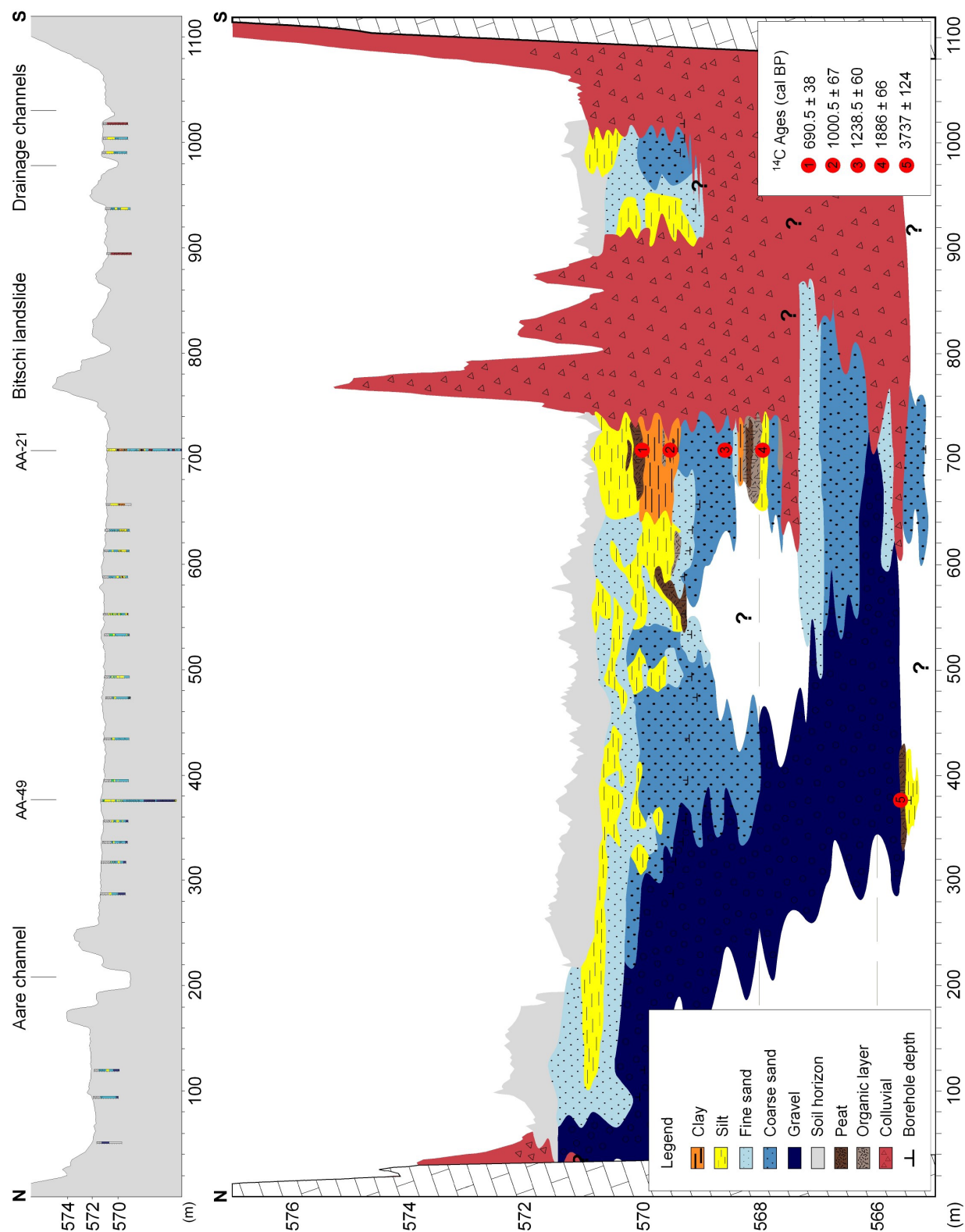


Figura 4.15. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-2.

limos, reduciéndose la de arenas. Al S, entre el núcleo del deslizamiento y la ladera, se observa una bolsa de sedimentos fluviales, que corresponden a un canal secundario del Aare (también visible en el mapa de Schulte *et al.*, 2015; Figura 4.14). La acción erosiva de este canal probablemente movilizó el material del deslizamiento previamente allí depositado, para después pasar a acumular arenas gruesas, finas y varios niveles limosos.

4.3.3. EL DESLIZAMIENTO DE BITSCHI

El deslizamiento de Bitschi ha depositado, en diversos eventos, material de vertiente en el fondo de valle, incrementando la complejidad de la sedimentología de la llanura de inundación. Grandes bloques, cuyo tamaño excede los 10 m³ de volumen (Carvalho, 2014), han sido movilizados en el evento más reciente del deslizamiento, modificando la superficie topográfica de la llanura de inundación, como puede apreciarse en el MDT y en el corte topográfico. Debido a la acumulación de estos bloques, la cota máxima actual en el núcleo de los depósitos del deslizamiento alcanza los 580.73 m de altitud, siendo la altitud media del perfil 571.36 m. No obstante, además de los grandes bloques, el depósito del deslizamiento está compuesto por una matriz heterogénea de gravas, arenas y finos que posibilita el flujo del material desde la ladera.

La fracción superficial del deslizamiento de Bitschi, vista en planta, adopta una forma irregular sobre la llanura deltaica, y ha quedado desconectada de la vertiente por la acción erosiva del canal secundario previamente mencionado (Figura 4.13). Los grandes bloques no pueden ser movilizados por el sistema fluvial, pero la fracción más fina puede ser evacuada por el curso, y reemplazada por sedimentos de carácter fluvial. La existencia de numerosos paleocanales alrededor del depósito del deslizamiento permite suponer que se ha producido, en época histórica, un proceso de vaciado de los materiales (finos) que componen la matriz del deslizamiento. Este proceso queda registrado, pues varios sondeos pertenecientes al perfil AP-2, así como otros sondeos realizados en la zona (AA-12; Schulte *et al.*, 2015), muestran en profundidad capas de material redepositado procedente del deslizamiento⁶. Así, sectores distales del deslizamiento han quedado sepultados por la sedimentación fluvial, como sucede en el caso del deslizamiento de Balm (Gander, 2007; Carvalho, 2014), situado 6.7 km aguas arriba. Si bien estas capas no necesariamente representan el espesor total del deslizamiento en su origen, por la posible erosión fluvial padecida, la datación de su nivel de base permite estimar la fecha en que sucedieron los eventos del deslizamiento.

El sondeo AA-21⁷, situado al N del deslizamiento (Figura 4.11), recoge dos niveles de depósitos procedentes del deslizamiento, que corresponden a dos eventos diferentes. La capa correspondiente al primer evento (en adelante, B1) se sitúa entre 5.44 y 5.28 m de

⁶ Los dispositivos de sondeo utilizados no permiten recoger partículas de tamaño superior a las gravas, por lo que se entiende que las capas identificadas están compuestas por la matriz del deslizamiento.

⁷ La descripción litoestratigráfica completa del sondeo AA-21 puede ser consultada en el Anexo.

profundidad. El segundo evento (B2) se sitúa entre 3.64 y 3.38 (Figura 4.16). El nivel correspondiente al evento B2 descansa sobre una capa de más de 30 cm de arenas finas fluviales. El contacto entre este nivel y el nivel B2 es abrupto. La fotografía de este tramo del *core* AA-21 (Figura 4.16) permite observar la nitidez del límite entre ambos, así como la heterogeneidad y no clasificación de las partículas del nivel B2. Sobre el nivel B2 se observa un capa, de escasa potencia, de sedimentos finos con alto contenido orgánico. El límite de contacto, en este caso, es gradual. Sobre ella, aparecen de nuevo arenas fluviales, más gruesas que las anteriores.

El nivel B1 está intercalado entre dos capas fluviales, compuestas por gravas con matriz arenosa. El límite entre el techo de la capa inferior de gravas y el nivel B1 es nítido, por lo que no ofrece dudas. Sin embargo, el contacto entre el techo del nivel B1 y la capa superior de gravas es difuso, por lo que, en un primer análisis, podría caber la duda de si la capa B1 se trata realmente de un depósito del deslizamiento, o si, por el contrario, las tres capas son en realidad un solo nivel de gravas fluviales de gran espesor.

Con el fin de caracterizar y delimitar los depósitos del deslizamiento, para así poder establecer la fecha en que ocurrieron los eventos B1 y B2, se ha analizado su composición en contraposición con los depósitos fluviales que los enmarcan. Para complementar la descripción litoestratigráfica realizada en campo, se han tomado imágenes de las partículas finas (microscopio) y gruesas de cada una de las capas. De este modo, se puede comparar sus características morfológicas y litológicas. Asimismo, mediante el análisis de granulometría por difracción láser, se ha obtenido la distribución del tamaño de las partículas de muestras contenidas en cada uno de los niveles (Figura 4.16).

En el caso del nivel B1, la capa inferior de gravas está compuesta por partículas gruesas rodadas de origen granítico, y una matriz formada por arenas de origen cristalino (Figura 4.16, Sample: 551 - 553 cm). Sobre ella, la matriz del deslizamiento se compone de material heterométrico anguloso, de origen calcáreo (Figura 4.16, Sample: 533 - 536). Llama la atención la presencia de gravas gruesas provenientes de micaesquistos, cuya aparición se asocia a la removilización fluvial). La capa fluvial depositada sobre el nivel B1 presenta una matriz arenosa de origen cristalino similar a la encontrada en el nivel inferior (Figura 4.16, Sample: 520 - 526 cm). Las gravas encontradas en esta capa (Sample 520 - 526 cm), sin embargo, presentan partículas graníticas rodadas mezcladas con algunas calizas angulosas. La combinación de gravas de distinta procedencia se debe a la posterior acción erosiva fluvial, al asentarse el canal sobre el material del deslizamiento.

La capa de arenas fluviales situada sobre el nivel B2 está compuesta mayoritariamente, como se puede apreciar en la imagen microscópica (Figura 4.16, Sample 320 - 322 cm), por partículas de origen cristalino (granitos, gneiss) que han sido trabajadas (rodadas) por la acción fluvial, con cierta homogeneidad de tamaños. Como se ha comentado en el apartado 2.3.1, los afloramientos cristalinos se encuentran en la cabecera de la cuenca. La imagen de microscopio del nivel B2 (Sample 345 - 347 cm) muestra gravas finas

AA-21 Borehole. Bitschi Landslide. Fluvial deposits vs. Colluvium deposits

AA-21 Core Description



Sample Features

Microscopic View:
Finer Fraction

Regular Lens:
Coarse Particles

Particle Size Distributions

Grain Size Laser Diffraction
Size Range: 0.02 μm - 2000 μm

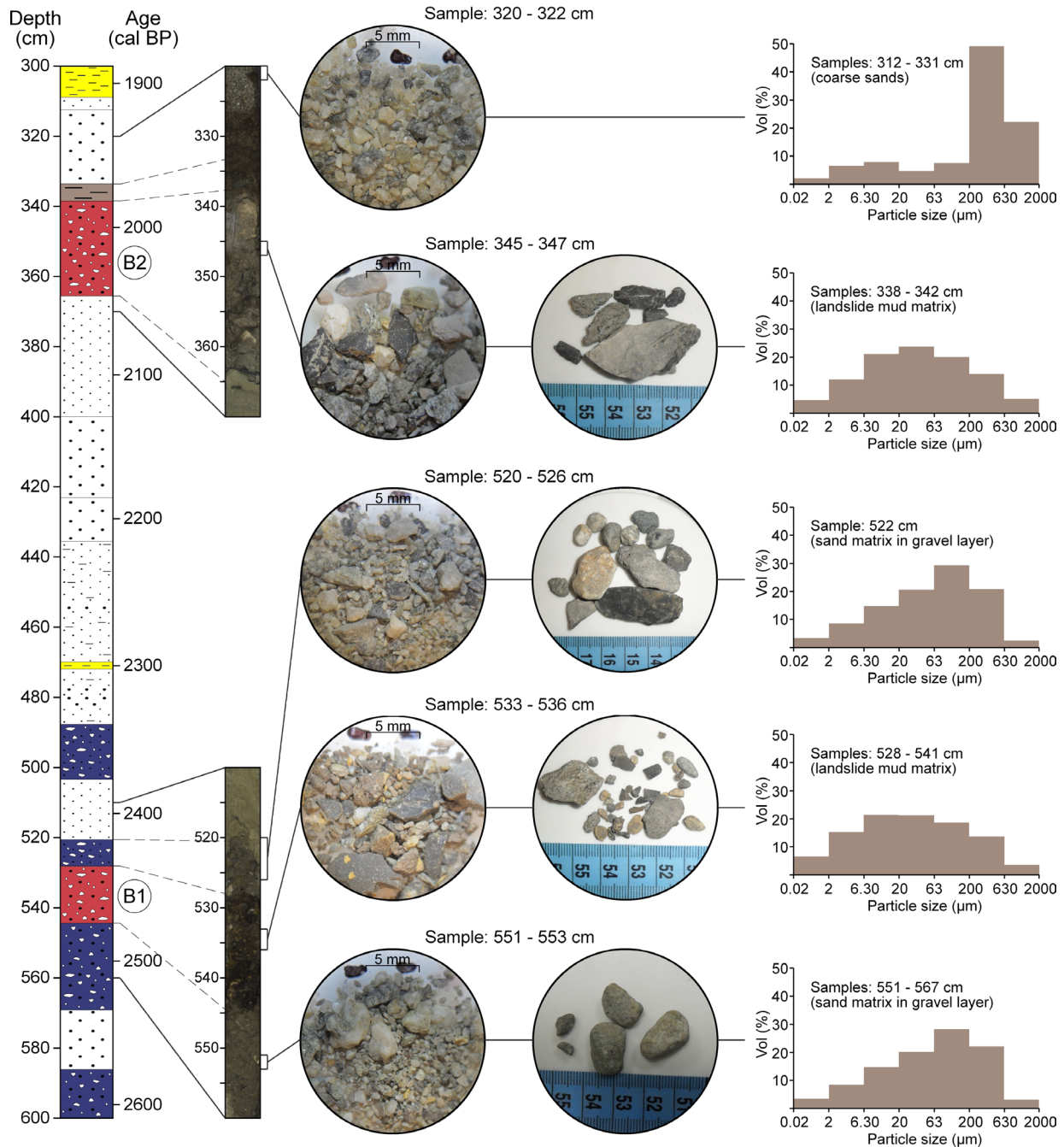


Figura 4.16. Depósitos fluviales vs. depósitos de vertiente en el sondeo AA-21. Deslizamiento de Bitschi.

angulosas (no rodadas) procedentes de rocas sedimentarias (carbonatadas) y una mayor heterogeneidad de texturas. Las gravas encontradas en el nivel B2 (Figura 4.16, Sample: 345 - 347 cm, derecha) corresponden a las calizas que conforman la vertiente S, de donde procede el deslizamiento.

La comparación de las distribuciones de granulometría⁸ de cada uno de los niveles también expresa las diferencias entre material fluvial y de vertiente (Figura 4.16, columna de la derecha). El nivel de arenas gruesas sobre el nivel B2 presenta una distribución totalmente sesgada hacia las partículas gruesas: mayoría de arenas medianas (200 - 630 μm) y gruesas (630 - 2000 μm) (Figura 4.16, Samples: 321 - 331 cm). Apenas se compone de partículas finas (menos del 10%). La matriz arenosa de las capas inferior y superior al nivel B1 presenta una distribución semejante entre ambas (Figura 4.16, Sample: 522 cm; Samples: 551 - 567 cm). Las fracciones mayoritarias son las arenas finas (63 - 200 μm), seguidos de las arenas medianas (200 - 630 μm), y en torno al 20% de limos gruesos (20 - 63 μm). Se produce de este modo un marcado sesgo negativo en sus distribuciones.

Las medidas de la matriz de los niveles B1 y B2, por el contrario, presentan una ligera asimetría positiva en sus distribuciones (Figura 4.16, Samples: 338 - 342 cm; Samples: 528 - 541 cm). Los niveles mayoritarios corresponden a limos medianos (6.30 - 20 μm) y gruesos (20 - 63 μm), con altos porcentajes también de arenas finas (63 - 200 μm) y limos finos (2 - 6.30 μm). La composición de la matriz que forma el deslizamiento, por tanto, está compuesta fundamentalmente por sedimentos finos. Existe una mayor heterogeneidad de tamaños en comparación con los sedimentos fluviales, debido a la naturaleza propia de un deslizamiento (movimiento gravitacional en masa sin clasificación granulométrica; Malet *et al.*, 2003).

El modelo cronológico del sondeo AA-21 sitúa la base del evento B1 en 2475 ± 66.5 años cal. BP (525 AC). El evento B2 se data en 2043 ± 66.5 años cal. BP (93 AC). El primer evento registrado en el sondeo AA-21 se produce en época Prerromana. También data de la misma época el material encontrado en el sondeo AA-12 (Schulte *et al.*, 2015); si bien el intervalo de error de los modelos cronológicos y la removilización fluvial posterior a los deslizamientos impiden asegurar que se trate del mismo evento. El segundo evento registrado en el sondeo AA-21 se produce 432 años después. Cabe señalar que, debido a los mencionados procesos de erosión fluvial, no es posible establecer la magnitud de cada uno de los eventos a partir del registro de un sólo sondeo, pues el espesor de las capas encontradas puede haberse visto afectado por la acción del Aare. De igual modo, no se puede asegurar que, en el intervalo de tiempo entre estos dos eventos, o desde que sucediera el evento B2 hasta la actualidad, no se hayan producido otros episodios, cuyos depósitos pudieran haber sido evacuados totalmente por el mismo procedimiento.

⁸ La difracción láser permite analizar el tamaño de partículas dentro del rango 0.02 - 2000 μm . Es decir, el tamaño más grande que puede ser medido es el correspondiente a las arenas gruesas (630 - 2000 μm). Cuatro de los cinco niveles analizados están compuestos por gravas envueltas en una matriz compuesta por partículas menores de 2000 μm . Las distribuciones de granulometría representan la medida de esta matriz.

4.3.4. MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO: EL PROCESO DE AGRADACIÓN EN LOS ÚLTIMOS 2200 AÑOS

Las dataciones disponibles en el perfil AP-2 pertenecen a los sondeos AA-21 y AA-49 (Tabla 4.4, Figura 4.15). El sondeo AA-21 cuenta con cuatro dataciones, la más profunda de las cuales se encuentra a 3 m de profundidad. El sondeo AA-49 presenta un nivel de turba muy cercano a la base (5.84 m de profundidad), que ha sido datado en 3737 años cal. BP.

Los modelos cronológicos de los sondeos que componen el perfil AP-2 se elaboran partiendo de las dataciones del sondeo AA-21. Respecto al sondeo AA-49, la datación en su base sugiere una discontinuidad en la secuencia. El contacto entre el nivel limoso (muy antiguo) y el paquete de gravas superior representa un *gap* erosivo, por lo que esta datación debe ser desestimada para calcular la tasa de agradación de los materiales gruesos del sondeo AA-49, que han sido depositados en una fase posterior a los limos datados.

Los puntos de datación del sondeo AA-21 permiten establecer un exhaustivo control cronológico por tramos. Los sondeos AP-2.13, AP-2.12, AP-2.11 y AP-2.27 presentan capas de finos, que son comunes a las encontradas en el AA-21, por lo que su modelo cronológico depende de los dos primeros tramos de éste. Entre las dataciones de 151 cm y 244 cm del sondeo AA-21 se acumula un potente paquete de arenas medianas y gruesas, cuyo ritmo de agradación está definido por ambos puntos de datación. Así, esta tasa de agradación de los materiales gruesos se puede aplicar en el resto de sondeos del perfil en los tramos que presentan capas con características semejantes: de N a S, desde el sondeo AP-2.5 a AP-2.11. El modelo de agradación del primer tramo de los mismos está definido por la relación lateral con los sondeos contiguos al AA-21, que han sido datados previamente.

Tabla 4.4. Dataciones disponibles en el perfil AP-2.

Core	Depth (cm)	Chronology	Material	Conventional radiocarbon age (BP)	Calibrated age (BP) (2 sigma)	Mean values and ranges derived from calibrated ages (BP)	$\delta^{13}C^{\circ}/\text{oo}$ PDB
AA-21	92-93		Wood	733 ± 32	653 - 728	$690,5 \pm 38$	-28,4
	151-152		Org. matter in sediment	1104 ± 33	934 - 1067	$1000,5 \pm 67$	-28,6
	244		Org. matter in sediment	1319 ± 32	1179 - 1298	$1238,5 \pm 60$	-30,5
	299.5		Wood	1938 ± 34	1820 - 1952	1886 ± 66	-28,5
AA-49	584		Peat	3468 ± 49	3613 - 3861	3737 ± 124	-24,8

La Figura 4.17 muestra la cronoestratigrafía del perfil AP-3. La primera pulsación del deslizamiento de la que tenemos constancia (evento B1) reduce el espacio de la llanura de inundación, dejando la sección en 750 m de anchura. Este estrangulamiento se produce alrededor de 2000 cal. BP y probablemente perdura desde entonces, por la presencia de los grandes bloques del deslizamiento. El canal del Aare, al producirse el deslizamiento, o

bien circula por la mitad N del perfil, o bien es empujado lateralmente hacia ese sector por la acción del mismo. La existencia de depósitos finos y formación de turba en la base del sondeo AA-49 (3737 cal. BP) hace pensar en un ambiente de depresión interdistributaria, con condiciones palustres. Una vez que el canal se sitúa en este sector deposita gravas y arenas gruesas.

La primera ventana temporal representada (Figura 4.17) corresponde al periodo 1550 - 1250 cal. BP. El canal ya está situado en el AA-49 y a su vez se desarrolla un nivel de turba adosado a los depósitos del deslizamiento, envuelto en materiales arcillosos, con alto contenido orgánico. En la siguiente fase, 1250 - 950 cal. BP, se produce un cambio significativo: continúa la agradación de gravas y arenas gruesas en el sector central, pero los niveles orgánicos adosados al deslizamiento han sido reemplazados por arenas gruesas y medianas, por lo que cabe inferir que un canal secundario, o bien un brazo de un sistema *braided*, ha ocupado este espacio. De 950 a 350 cal. BP, el canal principal va migrando hacia el N, la zona central queda ocupada por arenas gruesas; y la zona protegida al N del deslizamiento vuelve a recibir arcillas y limos, con desarrollo de niveles turbosos. Durante el periodo más reciente el canal vuelve a ser único (como se aprecia en la cartografía histórica), situado al pie de la vertiente N. El resto de la sección recibe arenas finas y capas limosas.

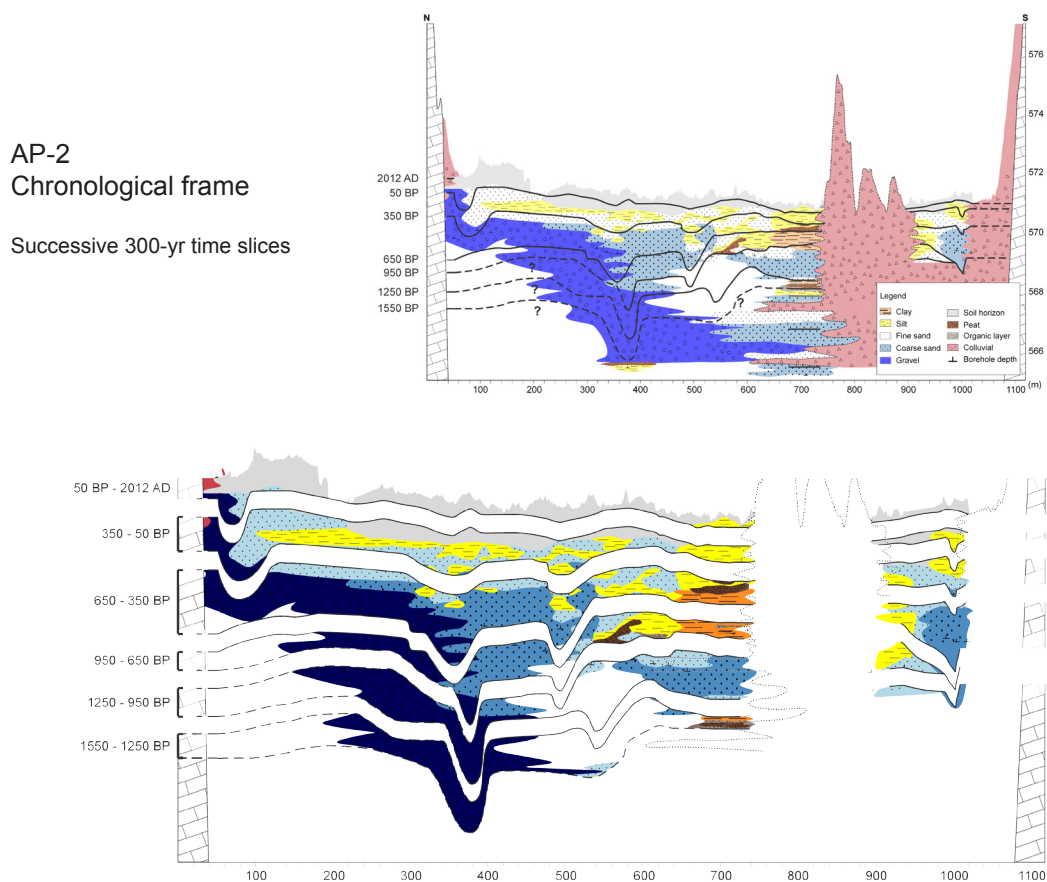


Figura 4.17. Cronoestratigrafía del perfil AP-2 según ventanas temporales de 300 años.

4.4. PERFIL AP-3

La sección AP-3 es la situada más aguas arriba de las cuatro analizadas, a 5.88 km del ápice del delta (Figura 4.18, mapa superior). Si bien no recoge únicamente depósitos gruesos propios del tramo proximal del delta, como se expone en el presente apartado, la proximidad al ápice determina su composición liotestratigráfica.

El perfil, localizado al W del núcleo de la localidad de Meiringen, está compuesto por 29 sondeos someros y dos sondeos largos (AA-6 y AA-43, de 9 y 5 m respectivamente; Tabla 4.5). Todos los sondeos cortos fueron realizados en las campañas de trabajo de campo de 2012. El sondeo AA-6, realizado por el grupo de investigación Fluvalps en 2009 define la localización del perfil, que se completa con el sondeo AA-43 (en 2013). La Figura 4.18 muestra la disposición de los sondeos a lo largo de un perfil de 749.84 m desde el AP-3.1 al AP-3.29. En este punto de la llanura deltaica el canal del Aare se encuentra prácticamente

Tabla 4.5. Resumen de sondeos realizados en el perfil AP-3.

	Sondeos	Prof (m)	Tipo	Fecha	Dataciones
Largos	AA-6	9	cerrado	2009	x
	AA-43	5	cerrado	jun-2013	x
Cortos	AP-3.1	2	manual	jun-2012	
	AP-3.2	2	manual	jun-2012	
	AP-3.3	2	manual	jun-2012	
	AP-3.4	2	manual	jun-2012	
	AP-3.5	2	manual	jun-2012	
	AP-3.6	2	manual	jun-2012	
	AP-3.7	2	manual	jun-2012	
	AP-3.8	2	manual	jun-2012	
	AP-3.9	2	manual	jun-2012	
	AP-3.10	2	manual	jun-2012	
	AP-3.11	2	manual	jun-2012	
	AP-3.12	2	manual	jun-2012	
	AP-3.13	2	manual	jun-2012	
	AP-3.14	2	manual	jun-2012	
	AP-3.15	2	manual	jun-2012	
	AP-3.16	2	manual	jun-2012	
	AP-3.17	2	manual	jun-2012	
	AP-3.18	2	manual	jun-2012	
	AP-3.19	2	manual	jun-2012	
	AP-3.20	2	manual	jun-2012	
	AP-3.21	2	manual	jun-2012	
	AP-3.22	2	manual	jun-2012	
	AP-3.23	2	manual	jun-2012	
	AP-3.24	2	manual	jun-2012	
	AP-3.25	2	manual	jun-2012	
	AP-3.26	2	manual	jun-2012	
	AP-3.27	2	manual	jun-2012	
	AP-3.28	2	manual	sep-2012	
	AP-3.29	2	manual	sep-2012	

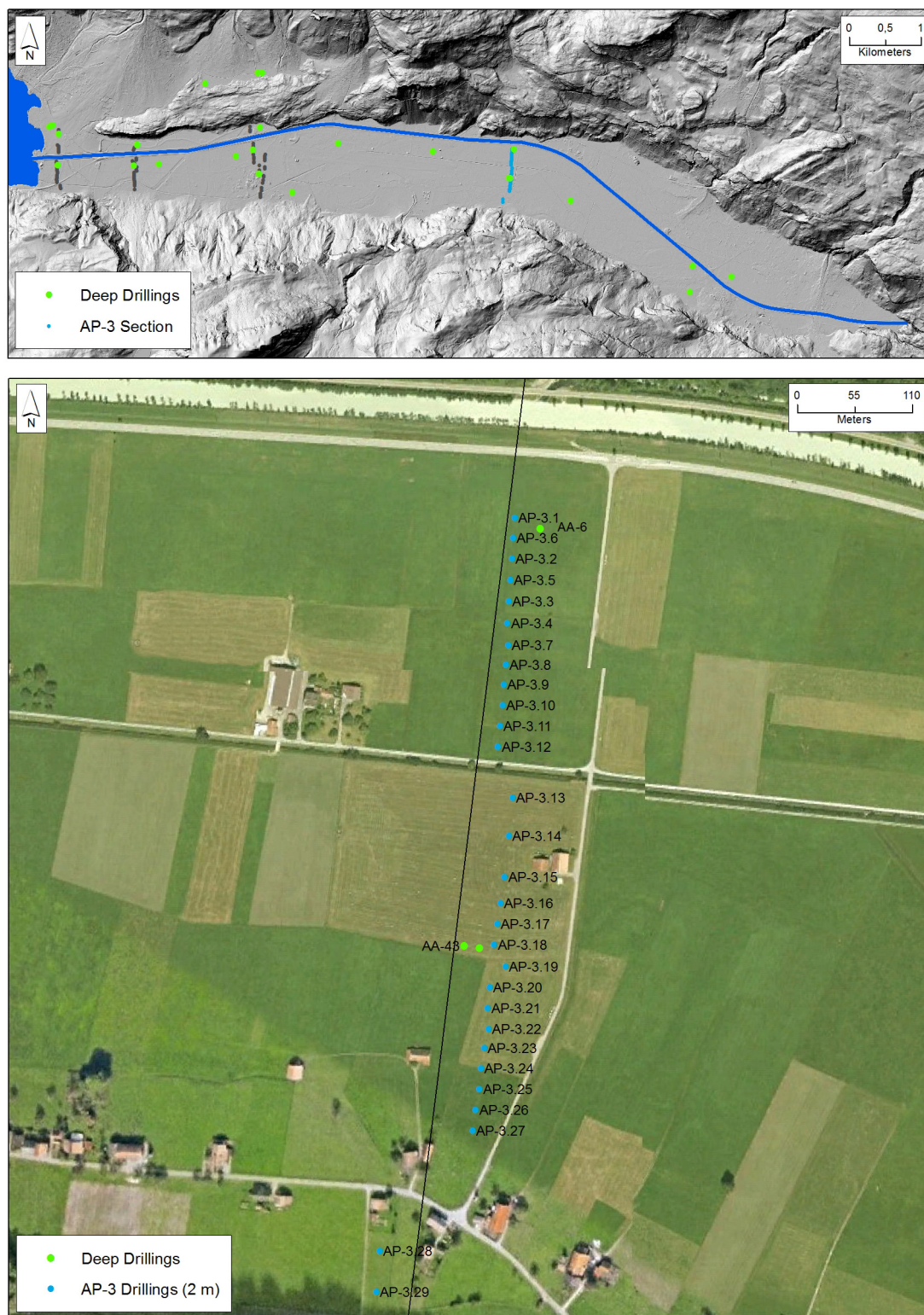


Figura 4.18. Localización del perfil AP-3 en la llanura deltaica (imagen superior) y de los sondeos que lo componen (mapa inferior).

adosado a la vertiente N, con las infraestructuras de comunicación (carretera, ferrocarril) discurriendo en paralelo. Los sondeos comienzan al S del canal y llegan hasta la vertiente S, pasando por el pequeño núcleo de Unterheid (Figuras 4.18 y 4.19). Los intervalos mayores de 20 m entre sondeos en la sección se deben a la existencia de cableado y canalizaciones subterráneas: gaseoducto Transitgas al N del AP-3.1; canalizaciones de drenaje entre los sondeos AP-3.13, AP-3.14 y AP-3.15; electricidad y televisión entre el AP-3.27 y el AP-3.28.

El corte topográfico (Figura 4.19) muestra un perfil cóncavo asimétrico, cuyo punto más bajo se encuentra en torno al canal de drenaje central. La mitad S del perfil va ganando altura hacia Unterheid, que se encuentra a mayor altitud, en torno a 2 m por encima de la mitad N, como consecuencia de la agradación vertical de la llanura deltaica. Los sondeos profundos se encuentran en el extremo N del perfil (AA-6) y en la mitad S (AA-43).

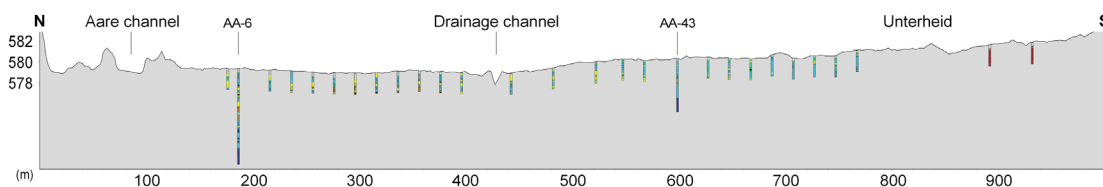


Figura 4.19. Corte topográfico de la sección AP-3.

4.4.1. MORFOLOGÍA DE LA LLANURA DE INUNDACIÓN

El mapa de la Figura 4.20 muestra las estructuras fluviales superficiales de la llanura deltaica en el área del perfil AP-3. En la mitad N (desde el canal del Aare hasta el canal de drenaje) se observan tres pequeños canales subparalelos en dirección aproximada E-W. La superficie en esta mitad apenas muestra estructuras fluviales de importancia, al contrario que la mitad S, donde se localiza un paleocanal, con *levées* bien desarrollados, que describe un codo coincidiendo con el corte del perfil. El paleocanal discurre en sentido general E-W, pero en este punto forma un pequeño meandro que toma dirección N-S por unos 140 m, para después retomar la dirección E-W. El paleocanal actúa como colector de varios canales menores. Dicho canal aparece cartografiado en diversos mapas históricos (Schulte *et al.*, 2015), por lo que en épocas pasadas ha podido funcionar como canal principal del Aare hasta ser abandonado y pasar a funcionar intermitentemente como canal secundario. Un ejemplo se puede apreciar en el mapa de Miranj, de 1762 (Figura 4.21). Al pie de la vertiente meridional se ha formado un pequeño abanico aluvial, del que parten varios cauces que afluyen también al paleocanal.

La modificación antrópica en este sector del valle es intensa. El núcleo de Unterheid condiciona la existencia de vías de comunicación, además de cableado y canalización de aguas subterráneas. Asimismo, desde el punto de vista de la gestión hidráulica, se han construido canales de drenaje en el sector central y al pie de la vertiente que funcionan como aliviaderos en momentos de crecida. Además, como se ha mencionado anteriormente, existe una tupida red de canales de drenaje subterráneos mediante los cuales se puede controlar el nivel del acuífero y la infiltración (Figura 4.22). Los múltiples canales paralelos recogen las aguas y las conducen hacia el colector central principal, evitando la saturación del suelo.

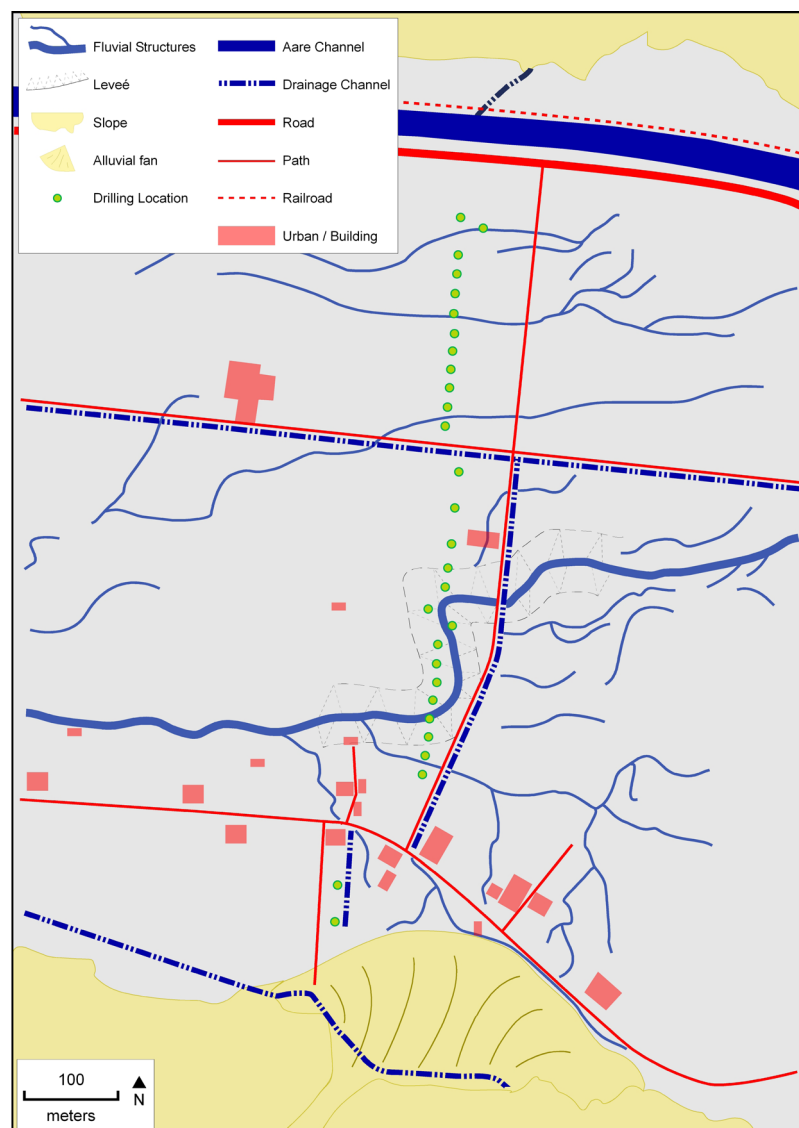


Figura 4.20. Cartografía morfológica superficial del perfil AP-3.



La disposición litoestratigráfica del perfil AP-3 (Figura 4.23) está determinada por el desequilibrio topográfico puesto de manifiesto por el corte. Se aprecia una división en los dos metros subsuperficiales entre la mitad S, compuesta en su mayoría por materiales

gruesos, y la mitad N, donde predominan arenas finas y limos. A mayor profundidad, el sondeo AA-6⁹ presenta en su base (9 m) un potente nivel de gravas de canal, sobre el cual se asientan varios niveles de menor espesor de arenas gruesas y gravas. Se trata de los depósitos típicos del complejo canal-*levée*, y su presencia define la localización del canal del Aare en esta posición en épocas pasadas. Los depósitos gruesos dan paso a arenas finas, que sirven de transición a materiales más finos, limos y arcillas, rematados con la presencia de una capa de turba en torno a 2.5 m de profundidad. La presencia de finos indica una fase en la que el canal previo había migrado, y este área gozaba de estabilidad y escaso aporte de sedimento en episodios de crecida. Estos niveles finos son coetáneos a los materiales gruesos encontrados en el cuarto y quinto metros del sondeo AA-43. La base del AA-43 muestra depósitos propios de carga de fondo (gravas con arenas gruesas), y, sobre ellos, una capa de gran espesor de arenas gruesas, correspondiente posiblemente a un sistema de canales *braided*. Este tipo de arenas gruesas tiene continuidad lateral en varios sondeos prácticamente hasta la superficie, en el espacio donde se emplaza el paleocanal mostrado por la Figura 4.20.

El extremo S del perfil litoestratigráfico muestra depósitos de ladera, procedentes del abanico aluvial, que probablemente interdigitan con los materiales fluviales gruesos depositados por el sistema de canales observado en la morfología superficial. El contacto entre estas dos facies no se ha podido localizar a través de sondeos, puesto que se produce bajo las edificaciones de Unterheid. Sin embargo, cabe pensar que el canal estuvo en época reciente bastante cercano a los depósitos de vertiente, pues se observa un paquete de gravas, enmarcado por facies de arenas gruesas, en los sondeos inmediatamente al N de Unterheid. Más al N, desde el sondeo AA-43 hasta el canal de drenaje, los depósitos gruesos van dando paso a facies de arenas finas e incluso algunos paquetes limosos, correspondientes probablemente con finos de decantación próximos a los canales.

La mitad N, topográficamente deprimida, no presenta facies de canal en los dos metros subsuperficiales. Dominan paquetes de arenas finas y facies limosas, mayoritarias en este sector de depresión interdistributaria. En torno a 2 m de profundidad se desarrolla un nivel de turba, no de gran espesor, pero con gran continuidad lateral, al menos 200 m. Sobre ella se encuentran varios niveles orgánicos de menores dimensiones, intercalados con facies limosas y arenosas.

El extremo N del perfil no ha sido sondeado, por la presencia del canal del Aare. No obstante, como se expone en el siguiente apartado, el canal del Aare ya se encontraba en esta posición en su última fase natural, previamente a la canalización, por lo que cabe inferir que los materiales finos anteriormente comentados den paso a facies de *levée* y canal, que, a su vez, conectan con los escasos depósitos de ladera al pie de la pared. No se produce acumulación de material de vertiente debido a la presencia del cauce, que va haciendo labor de zapa en el pie de la ladera y evacuando el posible material movilizado.

⁹ Descripción del sondeo AA-6 en Anexo. En Carvalho (2014) se puede encontrar un análisis litoestratigráfico y geoquímico detallado del sondeo.

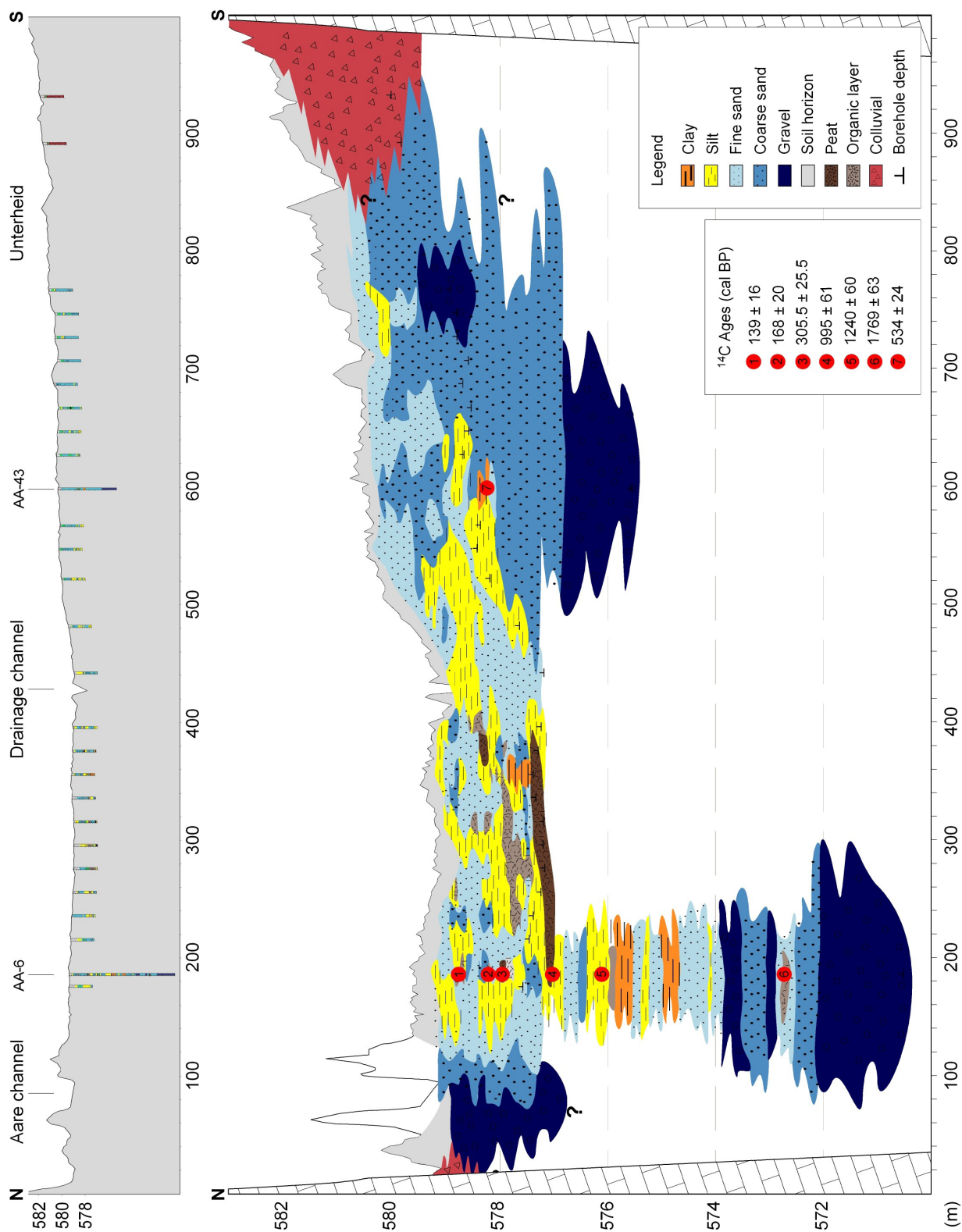


Figura 4.23. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-3.

4.4.3. MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO: EL PROCESO DE AGRADECIMIENTO EN LOS ÚLTIMOS 1900 AÑOS

La interpretación evolutiva del perfil AP-3 se basa en las dataciones de ^{14}C de muestras orgánicas de los sondeos AA-6 y AA-43 (Tabla 4.6, Figura 4.23). La edad radiométrica obtenida de la datación directa de la materia orgánica no puede ser utilizada, sino que debe ser calibrada para obtener la edad cronológica de las muestras. Del procedimiento de calibración resulta una edad cronológica inscrita en un intervalo de edades definido por la desviación estándar. Al definir el rango (la amplitud) del intervalo de edades caben dos aproximaciones: una más conservadora (95.4% de nivel de confianza estadística; 2-sigma) y otra que implica mayor incertidumbre (68.3% de nivel de confianza estadística; 1-sigma). La desviación estándar 2-sigma define un intervalo de mayor amplitud para la datación en cuestión, si bien incrementa la certidumbre de que la edad cronológica de la muestra se encuentre, de hecho, dentro de ese intervalo. En el presente estudio se ha optado por la calibración 2-sigma para todas las dataciones utilizadas, lo que agranda la amplitud de los intervalos de las edades obtenidas, pero, al mismo tiempo, incrementa el nivel de confianza estadística de las mismas. Una vez definidas las edades calibradas máxima y mínima, el intervalo por ellas definido se divide en varios tramos de edades con diferentes grados de probabilidad estadística. La suma de todos los tramos (es decir, el intervalo completo) cubre la probabilidad total asignada a la edad calibrada obtenida. En el presente estudio todas las edades calibradas se presentan atendiendo a este requisito, es decir cubriendo la probabilidad total del intervalo definido por la desviación estándar 2-sigma. Se ha hecho una excepción a este criterio para las tres dataciones superiores del sondeo AA-6 (83.5, 138 y 158 cm de profundidad), debido a la proximidad cronológica de las mismas. Los intervalos obtenidos en primera instancia para estas tres calibraciones se solapaban entre sí, produciendo una incoherencia cronológica. Así, se decide reducir el intervalo de dichas edades, eligiendo el tramo de mayor probabilidad dentro de la desviación estándar 2-sigma. Las fechas de la cartografía histórica consultada, en combinación con la reconstrucción litoestratigráfica, permiten establecer un control cronológico con el que validar los resultados obtenidos de la calibración de estas tres muestras¹⁰.

El sondeo AA-6, gracias a las múltiples dataciones, ofrece un alto control cronológico a lo largo de los últimos 2000 años. A partir del mismo, y con la datación del AA-43, se puede establecer el modelo cronológico de los sondeos del perfil en base a la continuidad lateral de las facies y la superposición de unas con otras (Figura 4.24). Asimismo, la cartografía y fuentes históricas, que definen la fecha del cambio del canal a la vertiente N o la canalización del Aare, permiten establecer dataciones en la parte superior de los sondeos. La cronología de los sondeos que van del AP-3.1 al AP-3.12 se determina por la continuidad de los niveles de turba datados en el AA-6. El techo de los dos niveles de turba del AA-6 ofrece dos puntos de datación en estos sondeos, que también presentan este tipo de material (o un nivel orgánico, en su defecto). El sector S del perfil se basa en la

¹⁰ Por tanto, el modelo cronológico del sondeo AA-6 aquí presentado difiere ligeramente en sus primeros tres tramos del presentado por Carvalho (2014), en base a esta “recalibración” que tiene en cuenta los datos históricos.

datación del sondeo AA-43 y en la datación relativa del evento de 1762 AD. Los sondeos que determinan la transición entre los dos ambientes (depresión interdistributaria y facies de canal-*levée*) presentan facies interdigitadas de ambos paleoambientes, por lo que sus modelos se nutren de las dataciones de ambos sondeos. La acumulación de arenas gruesas en el sondeo AA-43 determina una tasa de sedimentación, que se aplica a los sondeos con depósitos similares.

Tabla 4.6. Dataciones disponibles en el perfil AP-3.

Core	Depth (cm)	Chronology	Material	Conventional radiocarbon age (BP)	Calibrated age (BP) (2 sigma)	Mean values and ranges derived from calibrated ages (BP)	$\delta^{13}C^{\circ}/\text{‰}$ PDB
AA-6	83.5		Plant remains	155 \pm 30	155 - 123	139 \pm 16	-29,2
	138		Plant remains	243 \pm 30	188 - 148	168 \pm 20	-29,5
	158		Peaty	259 \pm 30	331 - 280	305,5 \pm 25,5	-27,8
	245		Peaty, plant remains	1085 \pm 30	1056 - 934	995 \pm 61	-30,1
	359.5		Wood (no soil horizon)	1325 \pm 30	1300 - 1180	1240 \pm 60	-31,5
	682.5		Wood (no soil horizon)	1836 \pm 30	1832 - 1706	1769 \pm 63	-31,1
AA-43	183	Rejected	Organic fragments	5658 \pm 97			
	247		Organic fragments	528 \pm 30	558 - 510	534 \pm 24	-29,9

A partir de los modelos cronológicos de los 31 sondeos que componen la sección AP-3 se ha dividido el perfil litoestratigráfico en ventanas temporales de 300 años. Mediante el trazado de las isócronas, representadas en la Figura 4.24, es posible interpretar el comportamiento evolutivo de la llanura de inundación, definido por los cambios laterales del canal. La base del sondeo AA-6, cuya edad se sitúa en torno a 2100 cal. BP, determina la posición del canal principal del Aare. El canal deposita materiales gruesos, agradando verticalmente hasta al menos 1550 cal. BP. Cabe inferir que es aquí donde la llanura toma su mayor altitud en esa época, dejando en el sector S la depresión interdistributaria (líneas discontinuas 1850 cal. BP y 1550 cal. BP). La granulometría del material debería seguir una tendencia granodecreciente a medida que la superficie se aleja del canal, si bien el sondeo AA-43 no alcanza esta profundidad. La acreción vertical en el área del canal crea un desequilibrio topográfico, forzando al curso a caer a la zona deprimida, tal como expresa la isócrona 1250 cal. BP. En una primera fase, el nuevo canal incidiría sobre los materiales finos depositados previamente en el área deprimida, evacuando parte de ellos. Las facies de canal (gravas) encontradas en la base del sondeo AA-43 marcan la posición del canal en esta fase. Desde 1250 cal. BP, el canal agrada verticalmente en la mitad S, depositando finos en la mitad N, sobre los anteriores depósitos de canal-*levée*. Desde 1250 cal. BP hasta 650 cal. BP, el canal pasa, probablemente, a ser un sistema *braided* (la isócrona forma varios canales), depositando arenas gruesas en la mitad S. La distancia

AP-3
Chronological frame
Successive 300-yr time slices

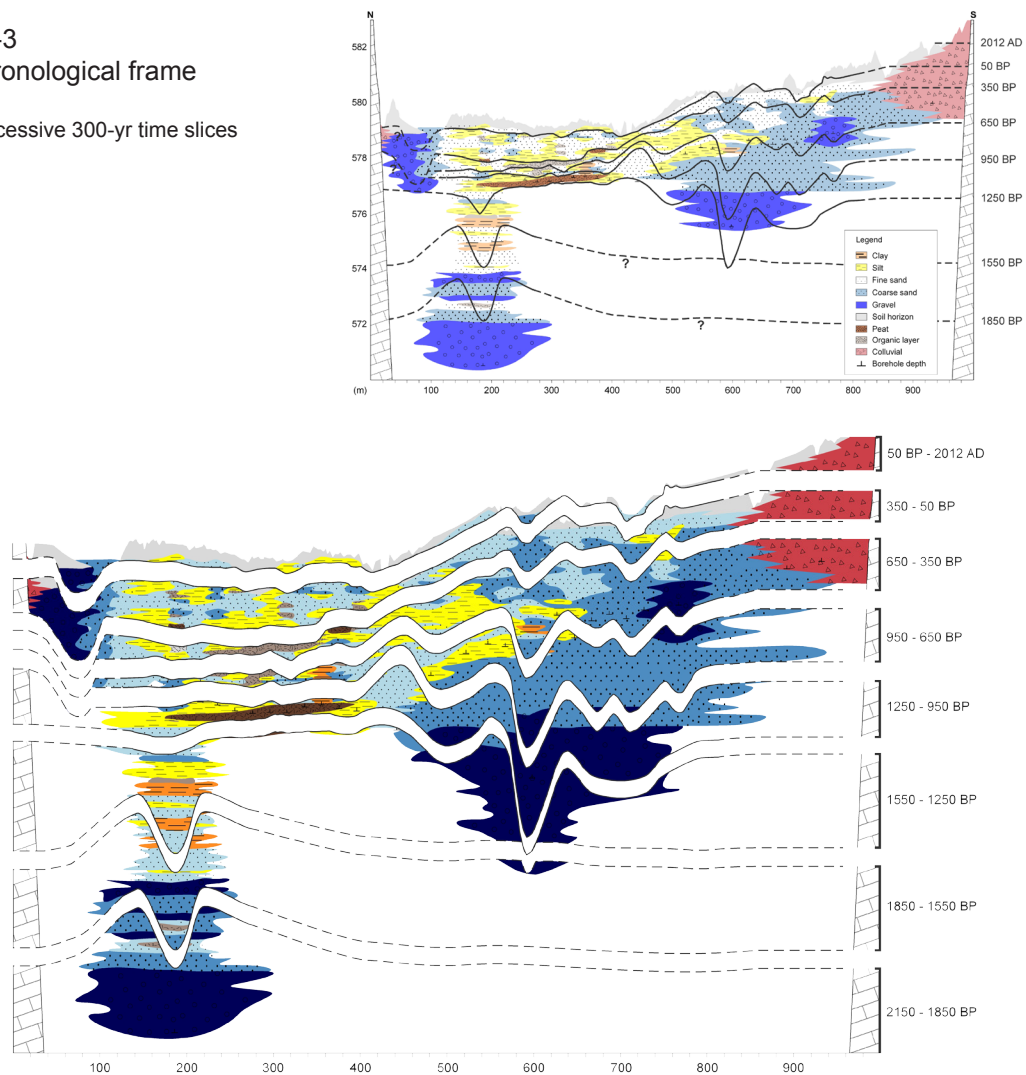


Figura 4.24. Modelo cronológico del perfil AP-3. División según ventanas temporales de 300 años.

entre isócronas determina altas tasas de agradación en este sector, mientras que en la mitad N se forman niveles turbosos propios de ambientes estables, anegados, cuyo ritmo de sedimentación es mucho más lento (isócronas muy próximas entre sí). El paquete de turba de mayores dimensiones en el perfil se forma entre 1250 y 950 cal. BP. De 950 cal. BP a 650 cal. BP, la sedimentación de materiales continúa siendo mayor en la mitad S, mientras que en el N, la separación entre isócronas apenas alcanza los 30 cm. Esta dinámica continúa hasta 350 cal. BP, si bien parece que el canal principal se acerca hacia los depósitos del abanico de la vertiente S. El desequilibrio topográfico inicial (a favor de la mitad N) se ha invertido. El crecimiento ha sido mucho mayor en la mitad S, mientras que en el N se han desarrollado niveles orgánicos durante la fase 650-350 cal. BP. Este desequilibrio vuelve a forzar la caída del canal hacia el área deprimida, tal como representa la fase 350-50 cal. BP. El canal se sitúa en el N, adosado a la vertiente (Schulte

et al., 2015). Éste incide en los sedimentos (presumiblemente finos) depositados en las fases anteriores y comienza a depositar gravas y arenas gruesas, seguidas inmediatamente por arenas más finas. Cabe resaltar que la separación entre isócronas en la mitad N ha crecido con respecto a las fases anteriores, debido al mayor aporte de material arenoso por la cercanía al canal. Por el contrario, en la mitad S, donde se encuentra el paleocanal, el crecimiento se ha reducido notablemente con respecto a fases anteriores; si bien aún se registran depósitos de arenas gruesas, que indican actividad, probablemente como canal secundario paralelo al canal principal del N. Desde 1900 AD hasta la actualidad, con la canalización del Aare ya finalizada, el aporte sedimentario es mínimo, debido únicamente a eventuales eventos de inundación que rompen o superan los diques artificiales en este área de la llanura deltaica.

La interpretación evolutiva del perfil AP-3 es un buen ejemplo del funcionamiento de los canales en llanuras deltaicas de este tipo, por lo que respecta a los fenómenos de avulsión y movimientos laterales. Se crea un efecto de basculación del canal hacia una vertiente primero, donde agrada hasta crear una disimetría topográfica, para caer hacia la vertiente contraria. Los cambios laterales se producen, ocasionalmente, como respuesta a grandes eventos de inundación o crecida. No obstante, el factor que define un cambio brusco del canal puede ser el crecimiento vertical desigual, que acerca al sistema al límite de equilibrio, para, con la ocurrencia de un pequeño evento, traspasar el umbral de equilibrio y caer a la zona deprimida, donde volver a comenzar el proceso. En el caso del perfil AP-3, esta basculación N-S se produce tres veces en un periodo de alrededor de 2000 años. El salto final del canal, abandonando el sector S para situarse al pie de la vertiente N, se produce a consecuencia del evento de 1762 AD, como se deriva del análisis de cartografía y fuentes históricas realizado por Schulte *et al.* (2015).

4.5. PERFIL AP-5

El perfil de sondeos AP-5, en el sector más distal de la llanura deltaica se sitúa a 250 m de la orilla del lago Brienz (Figura 4.25, mapa superior). La localización de este perfil implica una dinámica sedimentaria específica, diferente a la expuesta para los tres perfiles anteriormente presentados. El proceso de sedimentación se rige por las pautas de progradación típicas de los depósitos de frente de delta y no por la dinámica de la superficie de la llanura deltaica. Así pues, se trata de un perfil atípico en el ámbito de este trabajo.

La sección AP-5, situada al S del núcleo de la localidad de Brienz, está compuesta por 28 sondeos someros y dos sondeos profundos (AA-10 y AA-48, Tabla 4.7), distribuidos como muestra el mapa inferior de la Figura 4.25. El perfil sigue una orientación N-S, con una longitud de 821.63 m desde el sondeo más septentrional (AP-5.18) hasta el sondeo más meridional (AP-5.7). La planificación previa al trabajo de campo establece que el intervalo entre sondeos es de 20 m; no obstante, en el mapa de la Figura 4.25 se observan

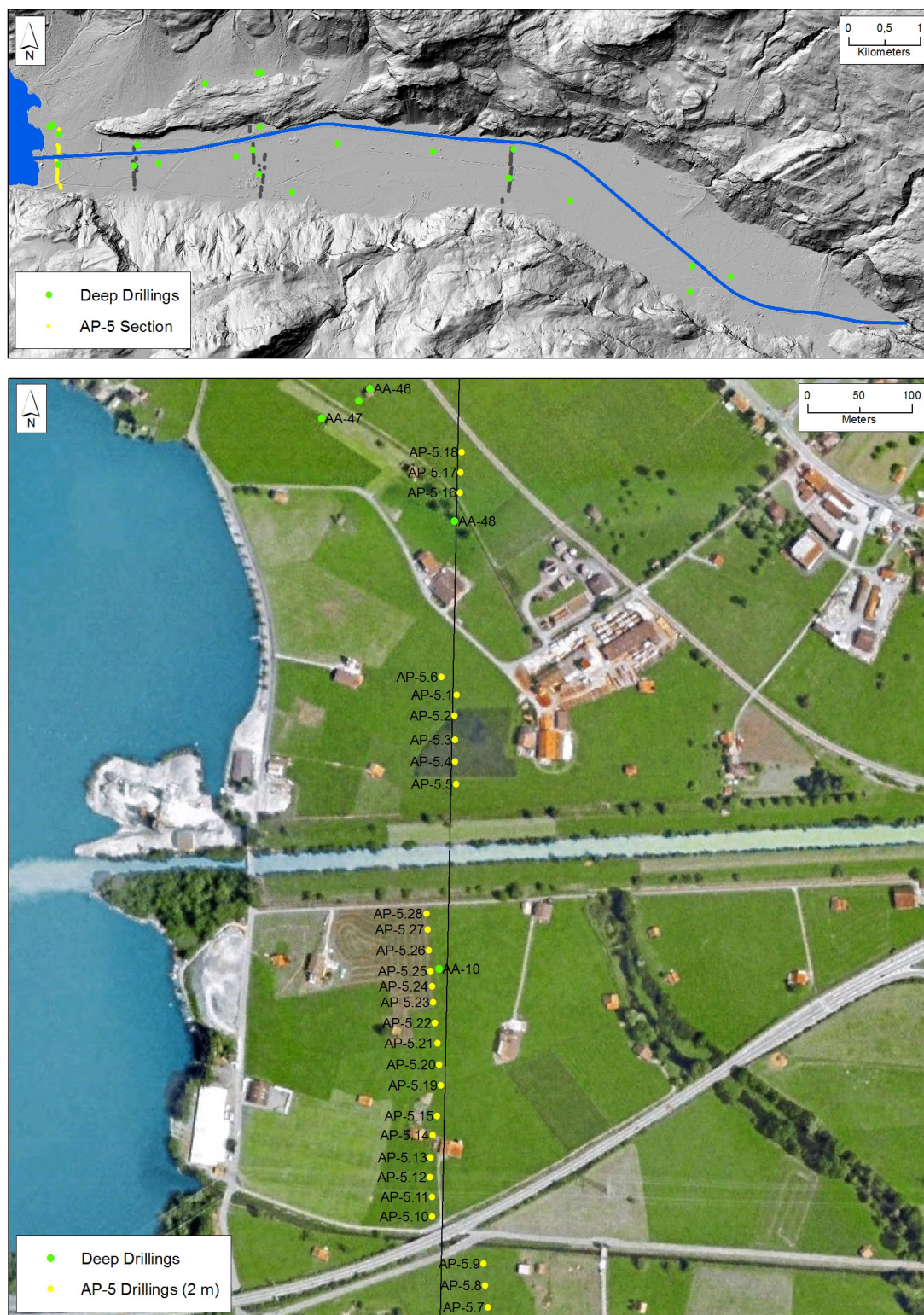


Figura 4.25. Localización del perfil AP-5 en la llanura deltaica de Hasli (mapa superior) y de los sondeos que lo componen (mapa inferior).

Tabla 4.7. Perfil AP-5: información de sondeos.

	Sondeos	Prof (m)	Tipo	Fecha	Dataciones
Largos	AA-10	9	cerrado	jun-2010	x
	AA-48	6	abierto	jun-2013	
Cortos	AP-5.1	2	manual	jun-2013	
	AP-5.2	2	manual	jun-2013	
	AP-5.3	2	manual	jun-2013	
	AP-5.4	2	manual	jun-2013	
	AP-5.5	2	manual	jun-2013	
	AP-5.6	2	manual	jun-2013	
	AP-5.7	2	manual	jun-2013	
	AP-5.8	2	manual	jun-2013	
	AP-5.9	2	manual	jun-2013	
	AP-5.10	2	manual	jun-2013	
	AP-5.11	2	manual	jun-2013	x
	AP-5.12	2	manual	jun-2013	
	AP-5.13	2	manual	jun-2013	
	AP-5.14	2	manual	jun-2013	
	AP-5.15	2	manual	jun-2013	
	AP-5.16	2	manual	jun-2013	x
	AP-5.17	2	manual	jun-2013	
	AP-5.18	2	manual	jun-2013	
	AP-5.19	2	manual	jun-2013	
	AP-5.20	2	manual	jun-2013	
	AP-5.21	2	manual	jun-2013	
	AP-5.22	2	manual	jun-2013	
	AP-5.23	2	manual	jun-2013	
	AP-5.24	2	manual	jun-2013	
	AP-5.25	2	manual	jun-2013	
	AP-5.26	2	manual	jun-2013	
	AP-5.27	2	manual	jun-2013	
	AP-5.28	2	manual	jun-2013	

tres espacios del perfil carentes de sondeos. En el espacio entre los sondeos AA-48 y AP-5.6 se asienta una edificación residencial, un camino y diferentes instalaciones de cableado subterráneo que hacen no recomendable la perforación. Entre los sondeos AP-6.6 y AP-5.28 se encuentra el canal del Aare. El espacio entre los sondeos AP-5.10 y AP-5.9 está ocupado por la carretera B-8.

La figura 4.26 representa el perfil topográfico de la sección de la llanura deltaica definido por la línea negra del mapa inferior de la Figura 4.25. Como se puede observar, no existe disimetría topográfica ni grandes diferencias de cota, exceptuando los diques artificiales del Aare y la elevación propia de la carretera. En el extremo Sur se observa una ligera depresión que ocupa un centenar de metros.

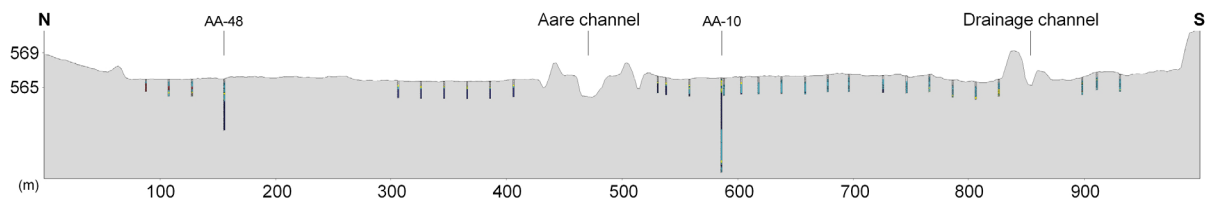


Figura 4.26. Perfil topográfico de la sección AP-5.

4.5.1. MORFOLOGÍA DE LA LLANURA DE INUNDACIÓN

La cartografía de detalle del sector distal de la llanura deltaica muestra las formas y procesos geomorfológicos y antrópicos recientes. En la Figura 4.27 se observa al NE el abanico de Kienholz, construido por el torrente Lammbach. Los depósitos del abanico lindan con el material de agradación fluvial, estableciendo el límite de la llanura de inundación en este sector, que coincide con el trazado del ferrocarril que une las localidades de Brienz y Meiringen. Se trata de un abanico activo, cuyo evento histórico de mayor magnitud data de 1499 AD (Schulte *et al.*, 2015). Sin embargo, durante las inundaciones del verano de 2005, que afectaron a buena parte de los sistemas fluviales del Berner Oberland, según la Swiss National Platform for Natural Hazards (www.planat.ch), el torrente de Lammbach “increíblemente no produjo un *debris flow* de importancia tras tres días de fuerte precipitación”. El último gran evento se produjo en 1896, a partir del cual se construyeron presas de retención, además de favorecer la reforestación de la cuenca superior para evitar la inestabilidad de laderas. La Figura 4.28 muestra las áreas afectadas por la inundación de 2005 en este sector. Se observa la acumulación de material en la llanura deltaica, hasta la línea de ferrocarril, que actuó como dique. El abanico de Kienholz no parece estar afectado, pero sí la localidad de Brienz, atravesada por el torrente Glyssibach.

Al NW del perfil existe un pequeño lóbulo telescópico formado por la progradación sobre el lago en la desembocadura del Aare (Figura 4.27). Al lóbulo arriba un paleocanal (línea discontinua en el mapa: no visible en el MDT ni en campo, por haber sido rellenado para posibilitar la edificación y el uso agrícola) que representa la última configuración natural del Aare antes de su canalización en 1876. En la actualidad sólo queda un canal de drenaje que define el recorrido de este paleocanal, si bien aparece en la cartografía histórica de la región. En la mitad S, el paleocanal continúa aguas arriba, y son visibles los *levées* a ambos lados del curso. El actual canal del Aare divide la llanura deltaica en este sector, y ha construido un pequeño lóbulo en el lago. Más al S, se observa un pequeño paleocanal (con estructuras de *levée* reducidas), que marca la antigua salida del Aare, enlazando con una serie de estructuras fluviales aguas arriba que fluyen en dirección NE-SW, correspondientes a una configuración anterior del canal (1499-1578, Schulte *et al.*, 2015). El mapa muestra,

asimismo, varias crestas de playa que indican la progradación del delta sobre el lago Brienz en época reciente, cuya dinámica se explica más adelante.

Finalmente, desde el punto de vista antrópico, cabe destacar la abundante modificación de este sector por la construcción de infraestructuras de transporte y tratamiento de aguas, canales de drenaje y edificación de distintos usos de los que resulta el relleno del canal en la mitad N. Debido a la dinámica de acumulación en frentes deltaicos se trata de un área en la que se realizan actividades de extracción de áridos (Figura 4.29).

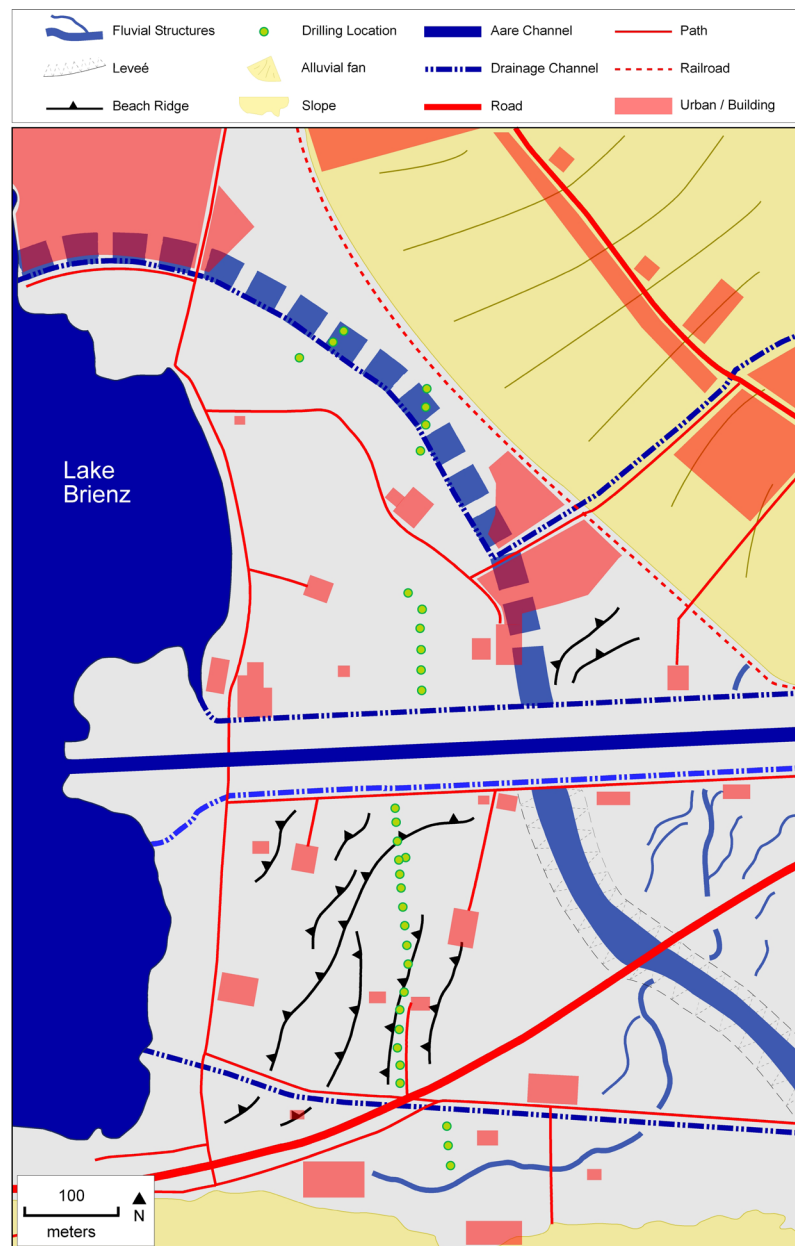


Figura 4.27. Mapa de la morfología superficial de la sección AP-5.



Figura 4.28. Inundaciones en agosto de 2005 en el sector distal de la llanura deltaica de Hasli y la localidad de Brienz. Autor: WEA, 2005.



Figura 4.29. Actividad extractiva en el frente deltaico (Brienz).

4.5.2. RECONSTRUCCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA

La distribución litoestratigráfica del perfil (Figura 4.30) está definida por la presencia de materiales gruesos de frente deltaico a escasa profundidad. Los sondeos profundos AA-48 y AA-10¹¹, cuya descripción se puede consultar en el Anexo, muestran el paso de gravas y arenas gruesas (propias de frente deltaico) a depósitos fluviales de llanura deltaica en torno a 2 m de profundidad. Este cambio litoestratigráfico indica el cambio entre la dinámica sedimentaria propia del frente de progradación del delta a la dinámica de llanura

¹¹ Descripción del sondeo AA-10 en Anexo. En Carvalho (2014) se puede consultar un análisis detallado de este sondeo.

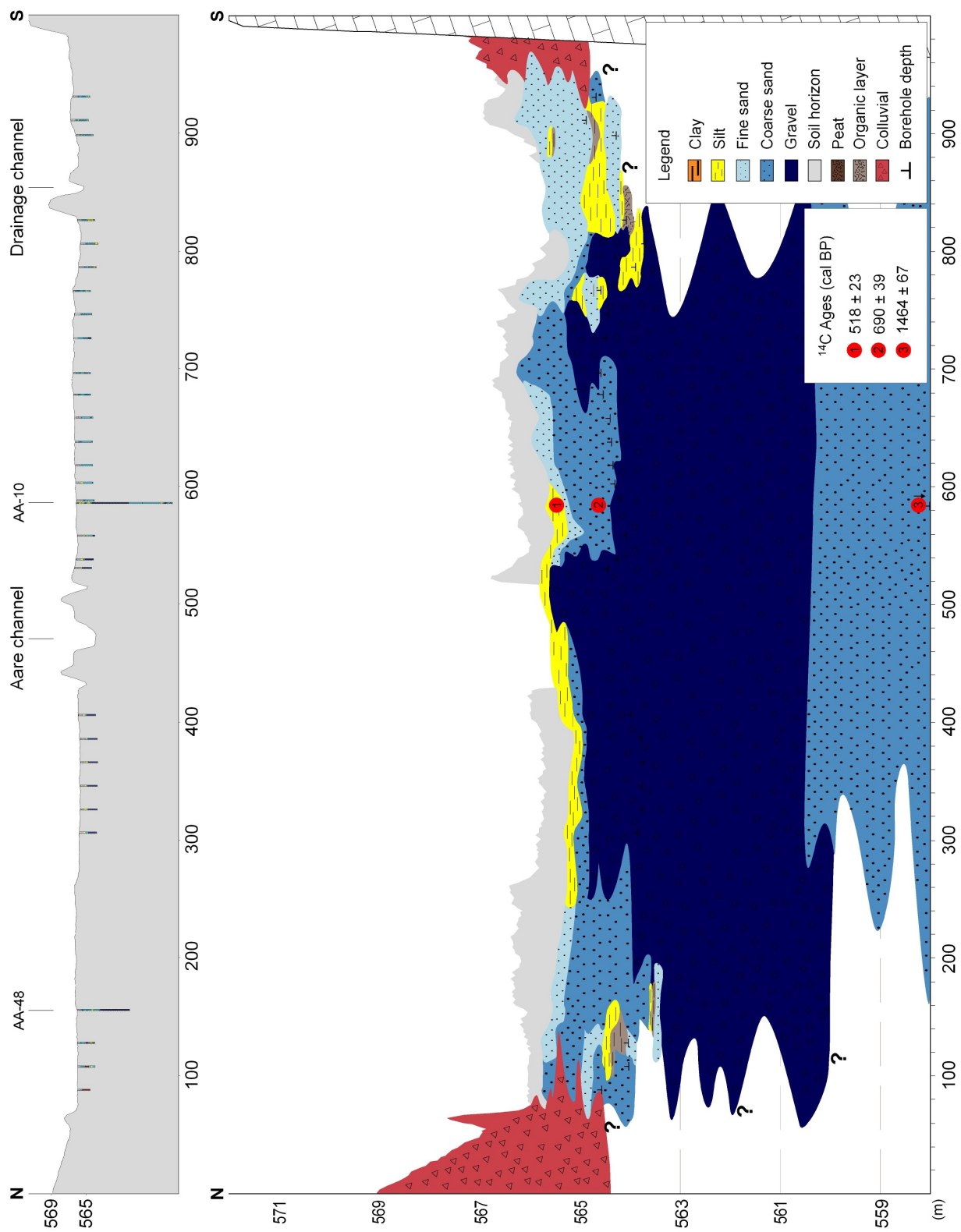


Figura 4.30. Reconstrucción litoestratigráfica del perfil AP-5.

de inundación (similar a la observada en los tres perfiles anteriores), una vez que el delta ha ganado este espacio al lago Brienz. Se trata de una progradación disimétrica, por la cual se van formando lóbulos sobre el lago en función de la localización del canal en cada época¹².

En los dos metros superficiales, el perfil litoestratigráfico muestra las siguientes unidades, de N a S (Figura 4.30). Los tres sondeos más al N presentan material heterogéneo, bastante grueso. Se trata de materiales provenientes del abanico de Kienholz (gravas angulosas), y gravas y arenas gruesas fluviales. Estos sondeos se localizan en el antiguo cauce del canal que se observa en la cartografía (Figura 4.27), rellenado artificialmente con estos materiales.

A continuación encontramos arenas fluviales gruesas propias del complejo *levée*-canal. Asimismo, se observa un pequeño paquete de finos de decantación. Más al S, el techo del paquete de gravas y arenas gruesas de frente deltaico se encuentra a menor profundidad, en el primer metro, debido a la progradación desigual del delta. Sobre ellas apenas queda espacio para dos capas de escasa potencia de arenas gruesas y de limos, sobre las que se asienta el horizonte del suelo afectado por las labores agrarias.

El canal del Aare divide el perfil en dos mitades. Inmediatamente al S del canal, encontramos materiales muy gruesos, cuyo origen es el mismo de las gravas de frente, si bien han podido ser removilizados para la construcción del dique del Aare y el canal que opera como aliviadero.

A continuación, los depósitos de frente deltaico se encuentran a alrededor de dos metros y sobre ellos se asientan principalmente arenas gruesas que componen las crestas de playa mostradas en la cartografía (Figura 4.27). Asimismo, existe un paquete de gravas, facies de canal, correspondiente a una posición anterior del lecho. Más al S, el perfil topográfico muestra una ligera depresión que ha sido rellenada con arenas finas por la llegada de un canal secundario (Figura 4.27); y en profundidad por materiales más finos, llegando incluso a desarrollarse una pequeña capa turbosa a 2 m de profundidad. El contacto de los materiales fluviales con los depósitos de la ladera S es una incógnita, pues los sondeos cercanos no han recogido material atribuible a procesos de vertiente. En este sector la ladera está estabilizada y no muestra ningún tipo de proceso de acumulación al pie.

4.5.3. EL FRENTE DELTAICO

Desde el punto de vista sedimentológico, un delta puede descomponerse en dos partes principales: la parte subaérea (llanura deltaica); y la parte subacuática, que a su vez se compone del frente deltaico y el prodelta. El perfil AP-5, por encontrarse muy cercano a la desembocadura, presenta una combinación de materiales asignables a la parte subaérea

¹² Este aspecto se comenta con mayor profundidad en los apartados 4.5.3 y 4.5.4.

(de 1 a 2 m de profundidad) y depósitos de la parte subacuática (frente deltaico). Como se ha comentado, el perfil longitudinal del delta presenta una ruptura de pendiente muy acusada entre la llanura de inundación y el frente deltaico (Adams *et al.*, 2001).

La progradación en este tipo de deltas (de forma alargada) se produce por medio de sucesivos lóbulos, que son abandonados cuando éstos crecen demasiado, puesto que el río busca la salida más corta (mayor pendiente) hacia el lago (Arche, 2001). Cuando las aguas afluyen al lago dejan de estar confinadas por el canal, pierden energía y depositan el material que transportan. En casos de flujo homopícnico (igual densidad y salubridad del curso fluvial y la masa de agua receptora) se produce una rápida mezcla, lo que genera una rápida sedimentación (Arche, 2001). Los depósitos en la parte superior del frente deltaico son fundamentalmente de partículas gruesas; en la parte inferior disminuye el tamaño de las partículas. De la carga del canal que llega a la desembocadura, lo primero en ser depositado son los gruesos. Los finos quedan en suspensión, avanzando hacia el interior del lago, depositándose en el fondo (Adams *et al.*, 2001). Asimismo, cuando se producen eventos importantes de crecida del caudal, el canal transporta gravas que son depositadas en la parte superior del frente deltaico. Existe, por tanto, una secuencia granodecreciente de los materiales depositados hacia el fondo del frente deltaico y el prodelta.

Las obras de gestión hidráulica realizadas en la cuenca desde finales del siglo XIX (canalización del Aare: 1876; construcción de presas en cabecera: primera mitad del siglo XX) influyen sobre la progradación del delta en el lago Brienz. Sturm y Matter (1978) refieren que la canalización del Aare partió en dos mitades la llanura deltaica, construyendo un nuevo frente deltaico, en el que se depositó material grueso en la parte superior y arenas a mayor profundidad. Anselmetti *et al.* (2007) consideran un volumen importante de los sedimentos generados en cabecera quedan retenidos en las presas. Así, el aporte de sedimentos al frente deltaico también se ve afectado, puesto que la canalización del Aare favorece un efecto *bypass* (Carvalho y Schulte, 2013), llevando la mayor parte de la carga hacia el frente de progradación, impidiendo el desbordamiento y consecuente depósito en la llanura deltaica. Puesto que los materiales retenidos en las presas son mayoritariamente arenas y limos, lo que llega al frente es la fracción más gruesa.

La figura 4.31 muestra un esquema de la evolución reciente de la progradación del delta, realizada a partir de la realidad geomorfológica superficial (MDT) y las diferentes configuraciones del canal observadas en la cartografía histórica. El mapa 1 muestra el lóbulo de progradación en la mitad S, formado por el canal principal del Aare. En la cartografía geomorfológica (Figura 4.27) se aprecia una serie de crestas de playa paralelas a la línea de costa, formadas en los sucesivos avances del lóbulo. El lago forma una pequeña “bahía” en la mitad superior del delta, donde alcanza los depósitos del abanico de Kienholz (máximo evento en 1499 AD), por la inexistencia de la fracción subaérea del delta en ese sector. Hecho que se ve reforzado por el elevado nivel de las aguas del lago, entre 1.5 y 2 m, durante varios siglos (1434-1865; Vischer, 2003). Esta configuración del canal en el S está representada en numerosos mapas históricos: desde el mapa de Schöpff

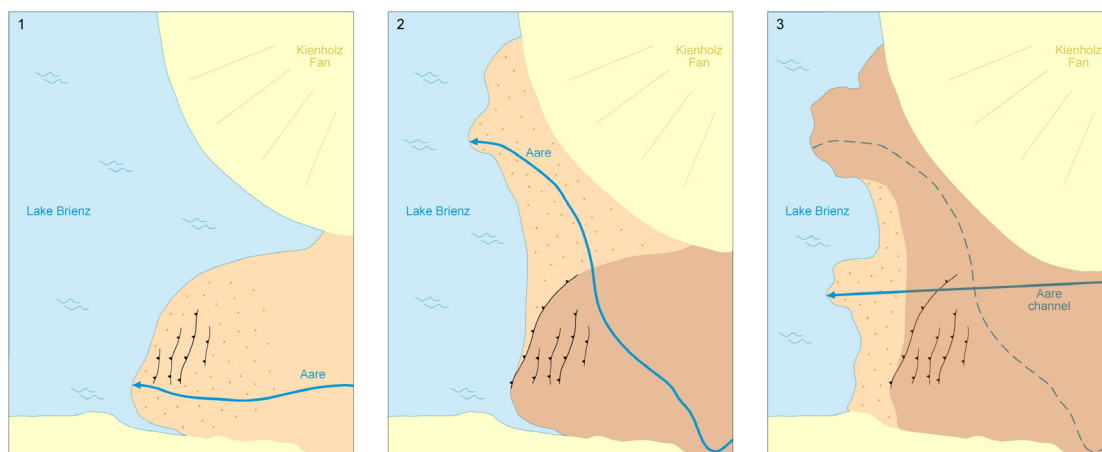


Figura 4.31. Esquema de la evolución reciente del frente de progradación del delta en el lago Brienz.



Figura 4.32. Ejemplos de cartografía histórica representativa de los cambios del canal y el frente de progradación. Izquierda: detalle del mapa de Mhoss (1698) con la desembocadura del Aare en el S. Derecha: detalle del mapa de Weibel (1800).

(1577) hasta la segunda mitad del siglo XVIII¹³. El mapa de Mirani (1764) es el primero en mostrar la desembocadura del canal del Aare en la parte N del frente deltaico, tal y como muestra el mapa 2 de la Figura 4.31. Como se ha comentado previamente, cuando el lóbulo crece demasiado, es abandonado por el canal. Asimismo, el cambio a la nueva configuración del canal pudo producirse como resultado de la gran crecida de 1762 AD (Schulte *et al.*, 2015) que afectó a toda la cuenca. Desde ese momento hasta la canalización del Aare (1876) los mapas históricos representan esta configuración¹⁴. La carga va siendo

¹³ Cartografía: Argow, 1608; Gyger, 1635; Mercator-Argow, 1636; Plepp, 1638; Helvetiae Rhaetiae et Valesiae, 1657; Mercator-Argow, 1657; Mhoss, 1698; Seutter, 1750.

¹⁴ Cartografía: Walser, 1766; Von Reilly, 1796; Weibel, 1800; Meyer-Weiss, 1802; Haller, 1824; Durheim, 1844; Durheim, 1854; Dufour, 1865.

depositada hasta que la porción subaérea del delta emerge, uniendo el lóbulo anterior con los depósitos del abanico de Kienholz. El canal del Aare ha formado un lóbulo telescópico en el N, aún existente en la actualidad, donde se asienta el camping de Aareg. En 1876 el Aare es canalizado, como representa el mapa 3 de la Figura 4.31. El nuevo canal ha comenzado a formar otro pequeño lóbulo telescópico, donde se realizan las mencionadas actividades de extracción de áridos (Figura 4.29). La Figura 4.32 recoge dos ejemplos de cartografía histórica representativos de los esquemas 1 y 2 de la Figura 4.31.

4.5.4. MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO: EL PROCESO DE AGRADACIÓN EN LOS ÚLTIMOS 1000 AÑOS

El modelo cronológico de los sondeos que conforman el perfil AP-5 se establece partiendo de las dataciones de AMS ^{14}C , a las que se añade la información obtenida de fuentes y mapas históricos y la interpretación geomorfológica expuesta anteriormente. La Tabla 4.8 (y la Figura 4.30) muestran las dataciones disponibles. El sondeo AA-10 cuenta con tres dataciones, dos en los primeros dos metros, y otra cerca de la base, a 9.72 m de profundidad. Dos sondeos más han sido datados; sin embargo, las edades obtenidas deben ser rechazadas por inconsistentes (demasiada antigüedad: 2002 cal. BP y 5350 cal. BP). Ambas muestras han sido tomadas a una profundidad cercana a 2 m. Es de suponer que el material datado fue redepositado por el río en este área, pues el delta simplemente no había desarrollado su superficie subaérea en este área hace 2000 años; es decir, el frente subaéreo de progradación del delta aún no había ganado este espacio al lago, únicamente existía desarrollo subacuático del delta, por lo que este material, encontrado en depósitos fluviales propios de la llanura deltaica, no representa la edad de estos depósitos.

La composición del modelo cronoestratigráfico del perfil se realiza tomando como modelo cronológico de referencia el del sondeo AA-10. La localización de la segunda y tercera dataciones (sobre el nivel de gravas que indica el final de los depósitos de frente deltaico; y en la base de los mismos, respectivamente) permite establecer el ritmo de acumulación de estos depósitos, que corresponde a la pendiente de este tramo del modelo cronológico. La fecha del cambio del canal a la nueva desembocadura, 188 cal. BP, funciona como punto de control cronológico en el tramo más cercano a la superficie de los sondeos. Los sondeos que se encuentran entre el AP-5.6 y el AP-5.27 cuentan con estos dos puntos para determinar sus modelos cronológicos. La cronología de los depósitos de frente (gravas) toma la pendiente del tramo de los mismos del sondeo AA-10. La parte superior de estos depósitos se apoya en la fecha de cambio del trazado del canal.

Los sondeos que van desde el AP-5.24 al AP-5.21 (Figura 4.25) presentan características similares entre ellos, con buena continuidad lateral de los paquetes sedimentarios, y con el AA-10, por lo que sus modelos cronológicos son similares al de los dos primeros metros del AA-10. El conjunto de sondeos que se encuentran entre el AP-5.20 y el AP-5.14 también comparte algunos niveles con continuidad lateral con el conjunto anterior y el AA-10. Una vez establecido el modelo cronológico del AP-5.14, los niveles de arenas

Tabla 4.8. Dataciones disponibles en el perfil AP-5.

Core	Depth (cm)	Chronology	Material	Conventional radiocarbon age (BP)	Calibrated age (BP) (2 sigma)	Mean values and ranges derived from calibrated ages (BP)	$\delta^{13}C^{\circ}/\text{oo}$ PDB
AA-10	81		Charcoal	472 \pm 30	495 - 541	518 \pm 23	-27.1
	173.5		Wood and plant remains	730 \pm 36	651 - 729	690 \pm 39	-28.2
	972		Wood	1573 \pm 30	1397 - 1531	1464 \pm 67	-31.4
AP-5-11	192	Rejected	Plant remains	2031 \pm 48			-24,5
AP-5-16	192-198	Rejected	Plant remains	4683 \pm 137			-26,9

finas y limos se extienden lateralmente, alcanzando los sondeos AP-5.13 , AP-5.12 y AP-5.11. Estos sondeos comparten, a su vez, niveles de arenas finas con los sondeos que van desde el AP-5.10 hasta el AP-5.7, lo que permite establecer sus modelos cronológicos.

El sondeo AA-48 no ha podido ser datado, ya que no se ha encontrado ninguna de las muestras orgánicas encontradas reunía las condiciones mínimas para obtener una datación fiable. No obstante, los depósitos de gravas con arenas gruesas (*de foreset*) que comienzan en el tercer metro son similares a los encontrados en el sondeo AA-10, por lo que se adopta el ritmo de acumulación de éste. Los depósitos fluviales que registran los metros superficiales sólo pueden haber sido depositados a partir de 188 cal. BP (aceptando esta fecha como el momento en que el canal comenzó a desaguar en esta localización). Así, el modelo cronoestratigráfico del sondeo AA-48 presenta dos tramos bien diferenciados, que representan la acumulación fluvial reciente, y previamente el desarrollo subacuático del frente deltaico.

La disposición litoestratigráfica traduce el proceso de progradación del delta sobre el lago y el paso de unas condiciones sedimentarias de frente deltaico a unas condiciones de llanura de inundación. En una primera etapa del perfil (Figura 4.33), se acumulan gravas y arenas correspondientes al frente deltaico. El desarrollo de estas facies es desigual entre la mitad N y la mitad S. En la mitad S el techo se encuentra en torno a 2 m de profundidad, mientras que en la mitad S el límite se sitúa más alto. Esto se debe a la sucesión del crecimiento en lóbulos expuesto en el apartado anterior. Puesto que el rellenado de la mitad N es posterior, las facies de frente deltaico se encuentran más cerca de la superficie.

La segunda etapa observable en el perfil litoestratigráfico corresponde al paso de facies de frente deltaico a facies fluviales propiamente dichas (Figura 4.33). La mitad S del perfil está dominada por las arenas gruesas que forman las crestas de playa. En el extremo S, se encuentra relleno procedente del paleocanal secundario que se observa en la cartografía. La mitad N del perfil se rellena con material procedente del canal del Aare en la época

AP-5
Chronological frame
Successive 300-yr time slices

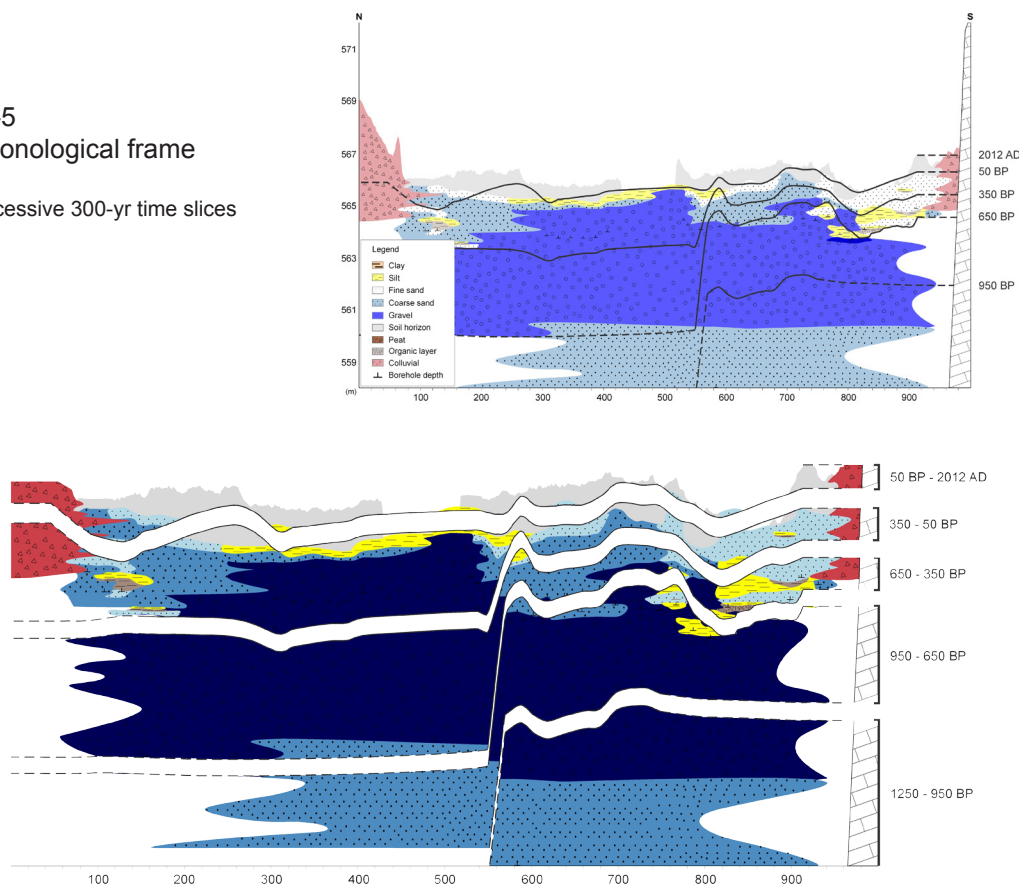


Figura 4.33. Modelo cronoestratigráfico del perfil AP-5 según ventanas temporales de 300 años.

previa a la canalización, que descansa sobre las facies de frente deltaico. Durante esta fase se forma el lóbulo de Aareg. Finalmente, tras la canalización, se rellena artificialmente el paleocanal y se deposita una capa de finos de escasa potencia adosada a ambos lados de la canalización, procedente de inundaciones sucesivas.

La Figura 4.33 muestra la división en ventanas temporales de 300 años a través del trazado de isócronas¹⁵. Las isócronas representan el crecimiento del lóbulo en la mitad S del perfil en una primera etapa y el paso a la configuración natural del canal más reciente. Se observa que las isócronas de 950 cal. BP y 650 cal. BP se sitúan a menor profundidad en la mitad S del perfil, y se hunden en la mitad N. Esto se debe a que durante ese periodo, la superficie deltaica aún no había sido construida en la mitad N. Únicamente, el periodo más reciente, a partir de 1900 AD, es netamente fluvial (dinámica sedimentaria de llanura de inundación).

¹⁵ Nótese que las isócronas de la Figura 4.33 presentan, en algunos casos, trazado discontinuo. La línea continua representa los tramos de las isócronas que unen puntos que han sido obtenidos mediante los modelos cronológicos de cada sondeo. Por debajo de 2 m de profundidad únicamente se puede contar con dos sondeos, por lo que es imposible cubrir la longitud de todo el perfil con una isócrona conocida. El trazado discontinuo marca una isócrona plausible a partir de los modelos cronológicos de los dos sondeos profundos. Si bien no se ha utilizado esta isócrona para el cálculo de volúmenes, se representa en este gráfico con el fin de obtener una idea de la posible superficie en cada época.

Las isócronas 950 cal. BP, 650 cal. BP y 350 cal. BP muestran la disimetría expuesta en los apartados anteriores. Estos periodos registran una gran separación entre isócronas sucesivas, que indica una gran aportación de material durante estos años. Durante el periodo 350-50 cal. BP se produce el cambio del canal a la nueva desembocadura en el N, en torno a 188 cal. BP (1762 AD), tal como indica la cartografía histórica. Por tanto, esta ventana temporal recoge toda la variabilidad expuesta a lo largo de este apartado. En el extremo S la isócrona toma la forma del canal de la antigua salida al algo, que ha sido rellenado con material fluvial posteriormente. Inmediatamente al N se encuentran las arenas gruesas propias de la parte superior del frente deltaico, que componen las crestas de playa. La mitad N presenta materiales gruesos de frente (gravas con arenas gruesas) y el relleno fluvial del complejo canal-*levée* alrededor del sondeo AA-48.

A modo de resumen: hasta 650 cal. BP el material depositado corresponde únicamente con el frente subacuático del delta. Entre 650 y 350 cal. BP comienza a existir acumulación subaérea en la mitad S, aunque continúa la sedimentación de gravas con arenas gruesas en la mitad N. Las fases más recientes, desde 350 cal. BP hasta la actualidad, recogen materiales fluviales en cantidad mucho menor a los depósitos de frente. Los depósitos más superficiales, en la ventana 50 cal. BP-2012 AD, están intensamente modificados por las labores propias de la agricultura y la construcción de infraestructuras.

4.6. VARIABILIDAD ESPACIAL DE LOS DEPÓSITOS SUPERFICIALES EN LA LLANURA DELTAICA

La litoestratigrafía de los cuatro perfiles analizados en apartados anteriores pone de manifiesto la acreción lateral, representada por las diferentes facies, en la sección de la llanura deltaica. Además de los cambios laterales de facies, existen diferencias en las características de los sedimentos entre el sector proximal y el sector distal de la superficie del delta. Para representar estas diferencias se ha elaborado el mapa de la Figura 4.34, que muestra la textura (granulometría) sedimentaria dominante en el primer metro de la superficie de la llanura deltaica.

El mapa (Figura 4.34) se elabora a partir de la descripción litoestratigráfica del primer metro de los sondeos existentes en la llanura deltaica: 146 sondeos del grupo Fluvalps (23 sondeos profundos y 113 sondeos cortos), y 39 sondeos de los servicios cantonales de Berna (Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern; Valle, 1994). El mapa se genera por medio de interpolación geoestadística (*kriging*) de los puntos de sondeo, a los que se asigna un valor en función de la textura dominante en el primer metro. Con el fin de mejorar el resultado se añaden 825 puntos (llegando así hasta 1000 puntos en la llanura deltaica). La textura correspondiente a estos puntos se infiere en base a la experiencia adquirida en la reconstrucción litoestratigráfica de los perfiles. La cartografía de paleocanales históricos (Schulte *et al.*, 2015) y la cartografía morfológica superficial (Carvalho, 2014) indican donde se pueden encontrar las facies de canal y *levée*, así como los sectores que no han sido afectados por la actividad del lecho en época reciente.

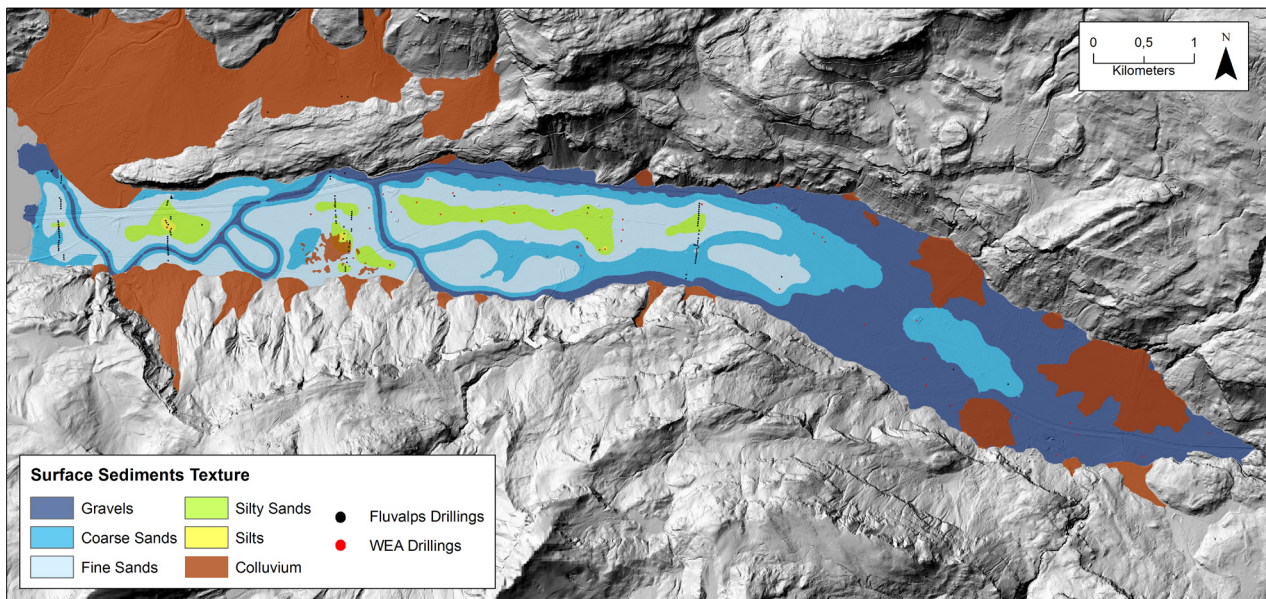


Figura 4.34. Variabilidad espacial de la textura de los sedimentos superficiales en la llanura deltaica.

La superficie del ápice del delta está compuesta mayoritariamente por materiales gruesos (gravas, gravas con arenas gruesas y arenas gruesas), debido a la pérdida de capacidad de transporte del río al entrar en la llanura deltaica. El Aare afluye al delta tras atravesar una garganta excavada en un promontorio calizo, salvando el desnivel entre el valle de Innertkirchen (que también actúa como trampa sedimentaria) y el delta de Hasli. Así, la pérdida de velocidad repentina al entrar en la llanura de inundación favorece el depósito de los materiales más gruesos. Cabe señalar también el importante aporte de materiales de los tributarios laterales en este sector del valle, que forman abanicos sobre el delta, como el de Meiringen (torrente Alpbach) o Hüsenbach, ambos procedentes de la vertiente N. Los gruesos del sector proximal van dando paso a sedimentos más finos en el sector central de la llanura deltaica. En este tramo central (desde el perfil AP-3 hasta el deslizamiento de Bitschi) aparecen sedimentos fluviales gruesos al pie de ambas vertientes, traduciendo el recorrido de los antiguos canales del Aare. Los paquetes de gravas dan paso, lateralmente, facies de arenas gruesas, que también se asocian a los paleocanales secundarios. En el espacio central, libre de canales, predominan arenas finas o arenas con componente limosa.

A partir del desvío previo al deslizamiento de Bitschi la mayor parte de la llanura de inundación está compuesta por arenas finas. La granulometría de los sedimentos se incrementa en el recorrido meandriforme del último canal natural del Aare. Y desciende en los espacios que han quedado protegidos de las inundaciones (alrededor del sondeo AA-2 en el perfil AP-1 y cerca del deslizamiento, sondeos próximos al AA-21). El frente del delta, en contacto con las aguas del lago Brienz, está compuesto por arenas gruesas o gravas con arenas gruesas.

Del análisis del mapa de granulometría de los sedimentos superficiales se puede inferir que existe una estructura general granodecreciente longitudinal desde el sector proximal hacia el sector distal. Los materiales gruesos, mayoritarios en el ápice (también por la presencia de abanicos aluviales procedentes de los tributarios laterales), sólo se encuentran en facies de canal en el sector central y distal, que están dominados por facies de arenas finas. Los cambios laterales de facies mostrados en la reconstrucción litoestratigráfica de los perfiles, también se hacen patentes en el mapa. La posición del lecho principal y los canales secundarios del Aare es el factor determinante en dichos cambios.

4.7. CONCLUSIONES E INCERTIDUMBRES

La descripción litoestratigráfica y la reconstrucción histórica de la agradación de la llanura deltaica de Hasli presentadas en el Capítulo 4 sugieren una serie de conclusiones de carácter general.

El modelo teórico de acumulación en el sector subaéreo de deltas de tipo Gilbert se produce en sucesivas capas en forma de cuña (Arche, 2010), con un mayor espesor en el sector apical, que va reduciéndose hacia la desembocadura. A la vista de los modelos cronológicos de los perfiles, en la llanura deltaica de Hasli se observa este mismo efecto, tal y como exponen los trabajos de Carvalho y Schulte (2013) y Carvalho (2014). Si se toma como ejemplo una teórica isócrona de 2000 años cal. BP, ésta se encuentra a 3.74 m de profundidad en el perfil AP-1 (sondeo AA-2), y a 8.26 m en el perfil AP-3 (sondeo AA-6).

De los modelos de agradación presentados se desprende un efecto de oscilación (basculación), controlado por la acreción vertical del canal o canales principales de la llanura deltaica. La forma alargada del delta, determinada por las vertientes que lo confinan, es un factor de predisposición de especial relevancia. La superficie de la llanura aluvial crece verticalmente en el sector donde se encuentra el canal, dejando un área deprimida en el otro costado de la llanura. Cuando el sistema sobrepasa el umbral de equilibrio, cae al área deprimida, comenzando a agrandar verticalmente hasta crear un nuevo desequilibrio. Con respecto a los últimos siglos, las poblaciones locales, en su lucha contra las inundaciones, han aprovechado y/o reforzado esta dinámica para gestionar hidráulicamente las áreas inundables (Schulte *et al.*, 2015). Este efecto se hace especialmente patente en la reconstrucción histórica de los perfiles AP-1 y AP-3.

La localización y tipología del canal del Aare en cada periodo determina decisivamente los cambios laterales de facies en los perfiles analizados. De acuerdo con las clasificaciones de tipos de canales (Apartado 4.1; Wilson, 1973; Miall, 1977; Galloway, 1981; Schumm, 1985), éstos condicionan el tipo de carga transportada, así como la dinámica sedimentaria de la llanura aluvial. La reconstrucción de la configuración de los canales del Aare en época histórica (Schulte *et al.*, 2015) apunta a una predominancia de un sistema meandriforme en

los sectores distales del delta; por una mayor presencia de sistemas *braided* en los sectores apicales. La cartografía de la textura superficial muestra una gradación longitudinal decreciente de los materiales encontrados, que sugiere un vínculo con la tipología del canal dominante en época reciente en cada sector.

La progradación del delta sobre el lago se produce en forma de lóbulos, tal como muestra la reconstrucción realizada a partir de fuentes históricas y de la cronología del perfil AP-5. La litoestratigrafía de este perfil registra el cambio entre la dinámica sedimentaria de la llanura deltaica y la del frente de progradación del delta. Si bien el frente de progradación no es objeto de estudio en este trabajo, cabe mencionar el brusco cambio de facies entre la llanura sedimentaria y el frente, debido a la acumulación de materiales gruesos en la parte superior del mismo.

Los modelos cronoestratigráficos elaborados para cada sondeo definen un ritmo de agradación para cada tipo de facies y para cada una de las secciones de la llanura de inundación, cuyo análisis se lleva a cabo en el Capítulo 6. Dichos modelos conllevan una serie de incertidumbres:

- La primera, fácilmente cuantificable, proviene de los rangos de error¹⁶ propios de la datación por AMS ¹⁴C.
- El desarrollo en las depresiones interdistributarias de capas turbosas o ricas en materia orgánica y/o suelos orgánicos proporciona generalmente dataciones de alta fiabilidad, y como consecuencia un buen control cronológico. Sin embargo, el material orgánico encontrado en facies de canal resulta menos fiable (en muchos casos ha sido descartado), por la posibilidad de que haya sido redepositado, produciendo incoherencias en las edades resultantes.
- La división en ventanas temporales de 300 años se ha representado mediante el trazado de isócronas que unen los puntos de los sondeos de igual edad. Los perfiles están compuestos por más de 25 sondeos someros y dos sondeos profundos. Por este motivo, las isócronas que se encuentran en los dos primeros metros están trazadas a partir de más de 27 puntos; pero a mayor profundidad cuentan con dos puntos como máximo, por lo que el control cronoestratigráfico es menor. Como resultado de la interpolación de las isócronas entre sondeos lejanos, éstas no coinciden de manera precisa con las unidades litoestratigráficas.
- El mencionado efecto de basculación en el proceso de agradación contribuye también a la incertidumbre de los modelos cronoestratigráficos. Los procesos de *cut and fill*, y la avulsión y migración lateral de los canales pueden generar discontinuidades en los registros sedimentarios.

¹⁶ Este intervalo de error puede ser consultado en las tablas 4.2, 4.4, 4.6 y 4.8.

CARACTERIZACIÓN TEXTURAL
Y GEOQUÍMICA DE FACIES
SEDIMENTARIAS EN LA LLANURA
DELTAICA DE HASLI

El estudio de la estructura y características sedimentológicas de los depósitos que componen la llanura de inundación de Hasli es un aspecto de especial relevancia para alcanzar una correcta interpretación (y modelización) del proceso de agradación en el delta. El presente capítulo pretende, por tanto, establecer las propiedades físicas y químicas de las diferentes facies y ambientes sedimentarios que coexisten en la llanura deltaica, así como determinar las posibles conexiones o interrelaciones existentes entre la textura de los sedimentos analizados y su composición geoquímica. Para ello, se presenta brevemente el marco teórico y los datos utilizados para el análisis; a continuación, se estudia la textura, a partir de los resultados de granulometría por difracción láser, y la geoquímica, obtenida por XRF, de los depósitos asociados a los diferentes ambientes deposicionales.

5.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN

Las propiedades físicas y químicas de los sedimentos clásticos están controladas por la compleja interacción de diversos factores (Johnsson, 1993): procedencia de los materiales (composición mineralógica de las rocas de las áreas fuente), tipo de meteorización (física y/o química) a la que han sido sometidos, método y distancia de transporte, velocidad del flujo y procesos de clasificación inherentes a la sedimentación en la llanura de inundación; además de los procesos edafogenéticos y diagenéticos posteriores a la deposición (Johnsson, 1993), o la influencia de la capa freática (Duchaufour, 1975).

La clasificación de las partículas por procesos hidráulicos, reflejada en las diferentes facies sedimentarias fluviales, determina la granulometría de las mismas (Miall, 1977, 1996). La estructura textural de las facies establece, a su vez, una relación de interdependencia con la composición química y de elementos traza de cada una de ellas (Horowitz y Elrick, 1987). En este sentido, el material de procedencia es un aspecto de especial relevancia, puesto que las diferencias litológicas influyen en la heterogeneidad en la granulometría de los depósitos (Johnsson, 1993; Nesbitt *et al.*, 1996; Walling *et al.*, 2000; D'Haen *et al.*, 2012). Áreas fuente cuya composición es rica en minerales arcillosos se asocian a las fracciones más finas, por la relativamente escasa resistencia a la meteorización y degradación de las rocas por procesos físicos y químicos. Por el contrario, minerales más resistentes (por ejemplo, ricos en cuarzo o feldespatos) generan las fracciones más gruesas (Nesbitt *et al.*, 1996). Así, la diversidad litológica de las áreas de cabecera queda reflejada en los materiales sedimentados en zonas bajas (Schulte *et al.*, 2008, 2009, 2015), a partir de los cuales se puede estimar (cualitativamente) la contribución de dichas áreas, lo que, en combinación con la cuantificación y modelización de volúmenes de agradación, favorece una comprensión más precisa de la dinámica sedimentaria (D'Haen *et al.*, 2012).

Los registros geoquímicos de archivos sedimentarios en cuencas marinas y lacustres son comúnmente utilizados para el estudio paleoambiental (Boyle *et al.*, 2001). En el caso de llanuras aluviales, las secuencias sedimentarias asociadas a ambientes deposicionales de baja energía y estabilidad de los canales otorgan registros geoquímicos de alta resolución;

que reflejan las variaciones de la dinámica fluvial como resultado de la influencia de diversas variables climáticas, los cambios en los usos del suelo y la gestión hidráulica (Schulte *et al.*, 2009, 2015). Las series instrumentales de inundaciones no suelen superar los 50 años de antigüedad (Benito *et al.*, 2004), por lo que la identificación de niveles de arenas gruesas y gravas en este tipo de secuencias sedimentarias se utiliza para inferir eventos de paleoinundaciones (Moore *et al.*, 1999; Knox, 2003; Schulte *et al.*, 2009, 2015; Jones *et al.*, 2012).

Schulte *et al.* (2009, 2015) elaboran series de paleoinundaciones para las cuencas de Lütschine¹ y Aare a partir de registros geoquímicos de archivos sedimentarios aluviales (calibradas mediante datos instrumentales y fuentes históricas). Estas series alcanzan un alto grado de resolución (hasta decadal e intradecadal), lo que permite su correlación con *proxies* paleoclimáticos globales y regionales (e.g. dinámica glacial en los Alpes Suizos: Holzhauser *et al.*, 2005; reconstrucción climática en los Alpes: Büntgen *et al.*, 2011; $\delta^{18}\text{O}$ de Groenlandia: Reimer *et al.*, 2004; irradiación solar: Steinhilber *et al.*, 2009). Los autores relacionan pulsos de agradación e inundaciones con el forzamiento solar y la dinámica de la NAO de verano (Peña y Schulte, 2014). El análisis de la geoquímica en los depósitos más recientes puede aportar información sobre la influencia de las actividades humanas en las cuencas. En el caso del delta del Lütschine (Schulte *et al.*, 2008, 2009), los registros geoquímicos indican que la señal climática queda en parte enmascarada durante el último milenio por el impacto antrópico; en la medida en que éste modifica la dinámica sedimentaria en los últimos siglos (canalización del curso, construcción de diques, removilización de material tras inundaciones; Vischer, 2003). Los registros geoquímicos pueden mostrar también la alteración antrópica por medio de la contaminación de minerales pesados, que se registra ya en el periodo Romano (Nriagu, 1996). Carvalho (2014) relaciona anomalías positivas de metales indicadores de minería con periodos de mayor presión antrópica en la cuenca del Aare.

Los depósitos fluviales de la llanura deltaica de Hasli proceden de la meteorización del sustrato rocoso del área de cabecera de la cuenca, en la que se distinguen diferentes sectores en función de la génesis y características de las rocas (ver Apartado 2.3.1). Schulte *et al.* (2015) indican que los niveles de gravas o arenas gruesas localizadas en *cores* de la llanura deltaica están asociados a una mayor contribución de los siliciclastos (provenientes de las áreas más altas, rocas plutónicas), y coinciden con periodos de menor actividad solar. Por el contrario, la formación de suelos orgánicos y el depósito de silicatos se vinculan a máximos en la irradiación, lo que implica una menor incidencia de las crecidas en fases cálidas. A pesar de que alrededor del 35% de la cuenca está formado por rocas carbonatadas, el Ca es un elemento muy minoritario (por ejemplo, en el *core* AA-2, perfil AP-1), lo que sugiere dos efectos: el lavado de carbonatos; y la predominancia de

¹ La cuenca del río Lütschine se encuentra en los Alpes Berneses, adyacente a la cuenca del río Aare. La diferencia fundamental con la cuenca del Aare es la composición litológica. Aare: 35% del área total de rocas carbonatadas; 65%, cristalinas. Lütschine: 64% de rocas carbonatadas y 36% de rocas cristalinas (Carvalho, 2014).

los filosilicatos como fuente de materiales finos. En el caso de la cuenca del Lütischine (Schulte *et al.*, 2009), la geoquímica muestra, igualmente, la existencia de dos áreas fuente de material, relacionadas con el Ca y los siliciclastos.

El uso de registros geoquímicos de sedimentos lacustres y fluviales como indicador indirecto de diferentes variables está ampliamente documentado; por ejemplo, para indicar la procedencia (Scheffler *et al.*, 2006) y composición mineralógica de los sedimentos (Calvert *et al.*, 1996; Schneider *et al.*, 1997). La vinculación entre geoquímica y granulometría ha sido puesta de manifiesto en numerosos estudios, por lo que su uso como *proxy* de las variaciones texturales de las secuencias sedimentarias es muy común. Koinig *et al.* (2003) refieren que las variaciones en los elementos químicos encontradas en las muestras de sondeo en el lago Sägistalsee (Alpes Berneses) responden a variaciones en la mineralogía y la granulometría. Tebbens *et al.* (2000), en su estudio sobre el delta del Mosa, revelan la fuerte dependencia existente entre los datos de granulometría y los obtenidos por XRF, que también ha sido puesta de manifiesto por Schulte *et al.* (2008, 2015) y Carvalho (2014) en el delta del Aare.

Determinados elementos químicos o ratios de elementos funcionan específicamente como indicador. Así, Dinelli *et al.* (2007) identifican la mayor presencia de cuarzos y feldespatos como indicador del incremento de granulometría en depósitos de la llanura del Po (Italia). Cuven *et al.* (2010) analizan los cambios de granulometría en sedimentos lacustres mediante datos de XRF, vinculando las facies más gruesas con elementos como Si y Zr; mientras que Ti, K y Fe abundan en los depósitos más finos. En la misma línea, Kylander *et al.* (2011) señalan al Ti como indicador de facies finas en el lago Les Echets (Francia); y el ratio Zr/Rb como *proxy* para establecer los cambios texturales. También usado por Jones *et al.* (2012), en la llanura de inundación del río Severn (RU), para elaborar una serie de paleoinundaciones; Dypvik y Harris (2001) en el mar de Barents; y Chen *et al.* (2006) en depósitos de *loess*. El Zr aparece en niveles de arenas, vinculado al cuarzo (Kylander *et al.*, 2011). Por su parte, el Rb está presente en muchos minerales, por ejemplo, micas, minerales arcillosos y feldespatos (Chen *et al.*, 2006), y se asocia a arcillas y limos finos. Así, Jones *et al.* (2012) determinan que el incremento del ratio Zr/Rb indica un aumento de la textura. Schulte *et al.* (2015), sin embargo, encuentran una mejor correlación del ratio Zr/Ti con los niveles de gruesos para la cuenca del Aare (también utilizado por Oldfield *et al.*, 2003 en el lago Gormire, RU). El Zr es un elemento frecuente en la litología de la cuenca, y constituye un elemento traza de la franja superior (rocas cristalinas), pues aparece en rocas como sienita, granito y anfibolita. El Ti se relaciona con las arcillas y filosilicatos de las rocas metamórficas del área central.

Giguet-Covex *et al.* (2011) relacionan geoquímica y textura de facies lacustres para estudiar los cambios en la erosión en los Alpes Franceses. D'Haen *et al.* (2012) muestran la relación de diferentes elementos traza con la textura de los depósitos en distintas cuencas. Wilhelm *et al.* (2013) estudian el uso de Fe, Ca y Zr como *proxy* de niveles finos en el lago Blanc (macizo de Aiguilles Rouges, Alpes). Corella *et al.* (2014) definen Zr y K como *proxies* de

facies gruesas y finas, respectivamente. Al igual que Schillereff *et al.* (2014) que señalan el ratio Zr/K como un indicador muy preciso de la textura en sedimentos lacustres.

En relación al método de medición de la textura por difracción láser, cabe destacar la tendencia a la subestimación de la fracción arcillosa al utilizar esta técnica, como ponen de manifiesto Loizeau *et al.*, 1994; Konert y Vandenberghe, 1997; Beuselinck *et al.*, 1998; Buurman *et al.*, 2001; Ryzak *et al.*, 2007. De acuerdo con estos trabajos, la subestimación está relacionada con la morfología de las partículas finas fluviales, debido a su no esfericidad. El déficit en la medición de las arcillas se compensa en la fracción limosa (limos finos y medios).

El análisis realizado para caracterizar las facies y ambientes sedimentarios internos de la llanura deltaica desde el punto de vista físico-químico consta de dos pasos metodológicos. En primer lugar se ha llevado a cabo un análisis de *clusters* a partir de las distribuciones de granulometría de las muestras, mediante el cual se han extraído los grupos de muestras con textura similar. Una vez establecidas las agrupaciones, se ha realizado un análisis factorial con los datos de composición química de las muestras, que permite examinar la respuesta geoquímica de cada ambiente sedimentario. El trabajo de Van Helvoort (2003) expone una caracterización física y geoquímica de la capa confinante del delta del Rin-Mosa (Países Bajos), a partir del análisis de 145 muestras repartidas en varios perfiles. Las muestras son sometidas a difracción láser para hallar sus distribuciones granulométricas; y a escaneo XRF para establecer su composición química. Los métodos de análisis estadístico utilizados para el tratamiento de los resultados obtenidos han servido de guía para la elaboración del presente capítulo.

5.2. TEXTURA

El estudio se ha llevado a cabo a partir del sondeo AA-21 (perfil AP-2; 6 m de profundidad; ver localización en la Figura 4.8). Se opta por este sondeo por dos razones: disponibilidad de datos y representatividad. El sondeo ha sido analizado, a 1 cm de resolución, mediante escaneo XRF y por el método LOI (apartados 3.2.1 y 3.2.3). Asimismo, se ha analizado, con un intervalo de 3 cm, la distribución de granulometría de las muestras por medio de difracción láser (Apartado 3.2.2). Se trabaja con un total de 122 muestras que cuentan con los tres parámetros a estudiar: elementos químicos, carbono orgánico total y textura². En cuanto a la representatividad del sondeo, de acuerdo con la reconstrucción histórica y el modelo cronoestratigráfico (Apartado 4.2), el *core* AA-21 acoge material de los distintos ambientes sedimentarios, compuestos, a su vez, por diferentes fracciones. La Figura 5.1

² Los niveles de gravas no pueden ser escaneados, por lo que el sexto metro del sondeo (en el que son mayoritarias; Figura 5.1) no ha sido sometido al escaneo XRF. Asimismo, el analizador láser no permite medir partículas mayores de 2 mm, por lo que los niveles de gravas, cuya matriz arenosa es escasa, tampoco han sido analizados. De igual modo, los niveles correspondientes al deslizamiento de Bitschi no han sido incluidos en el estudio, puesto que no es posible determinar su granulometría con el método empleado. Estas salvedades condicionan el número total de muestras utilizadas (122).

AA-21 Lithostratigraphy & Grain Size Analysis

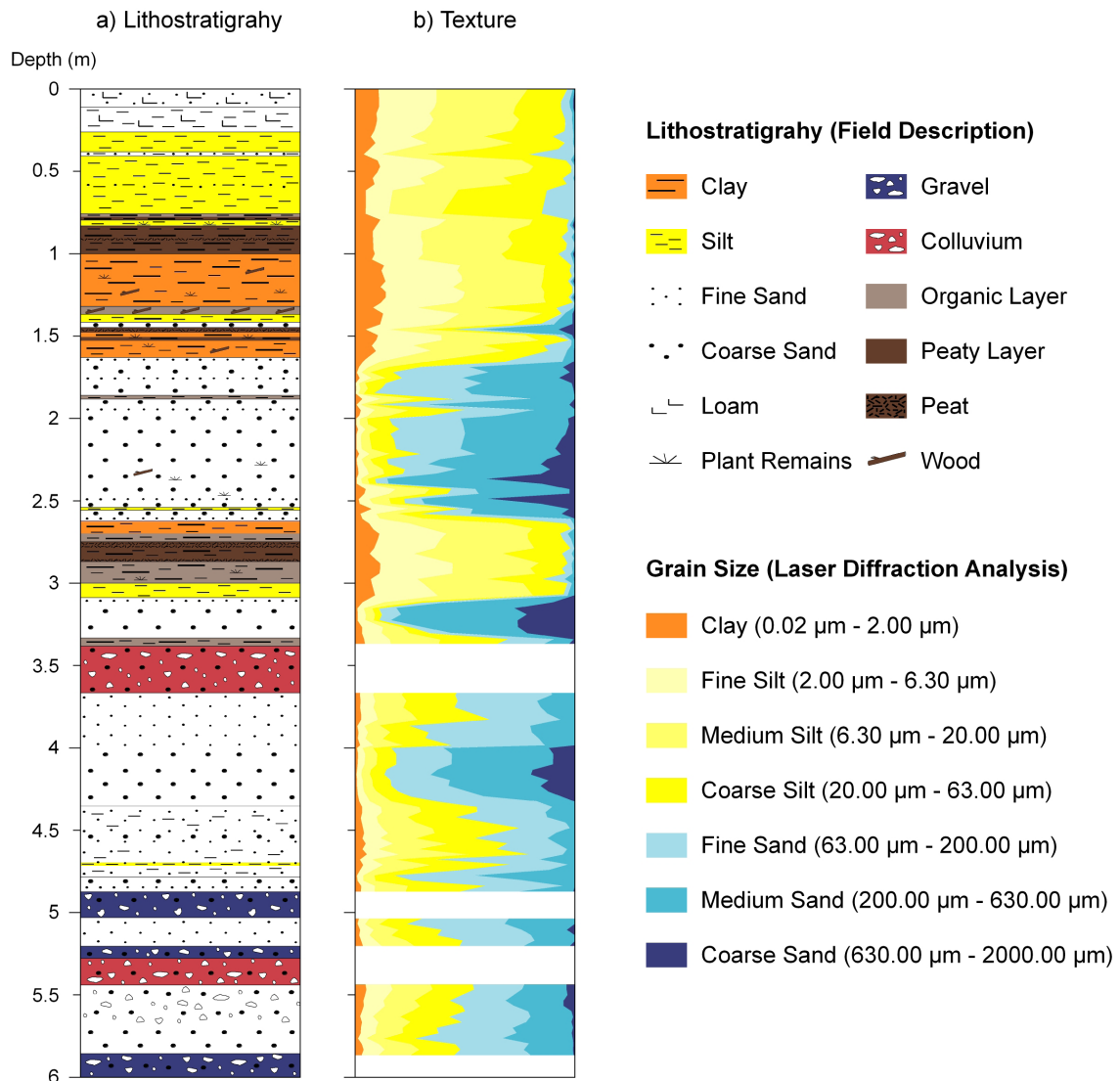


Figura 5.1. Litoestratigrafía del sondeo AA-21 a partir de descripción de campo (a); y textura de sedimentos, mediante análisis por difracción láser (b). La granulometría se ha medido en muestras con un intervalo de 3 cm. Los niveles correspondientes al deslizamiento de Bitschi no han sido analizados, al igual que los niveles de gravas, puesto que están compuestos por partículas demasiado gruesas para el analizador (máximo 2 mm).

representa la litoestratigrafía del sondeo, donde se puede observar la variabilidad de facies a partir de la descripción de campo (a) y la distribución granulométrica de los niveles (b).

De base a techo, el sondeo AA-21 presenta diferentes unidades, que se describen a continuación (Figura 5.1). La base del sondeo (desde 6 m de profundidad hasta 5.4) muestra niveles de materiales gruesos; gravas en la base, seguidas de arenas gruesas con

gravas. Sobre ellas se asienta un nivel correspondiente al deslizamiento de Bitschi (gravas angulosas envueltas en una matriz francosa). A continuación se observa un nivel de escaso espesor de facies de canal (gravas), al que sigue un nivel de arenas finas, en secuencia granocreciente hacia el techo, que da paso de nuevo a un nivel de gravas y arenas gruesas (5 m de profundidad). Se produce un cambio gradual de facies, que da paso a niveles en los que predominan materiales más finos, arenas finas con limos, que llega hasta 4.40 m. En este punto se produce un cambio abrupto de granulometría, que da paso a una capa de arenas gruesas de unos 40 cm. De nuevo, debido al desplazamiento del canal, se acumula un nivel de arenas finas, en el que se observan dos ciclos granocrecientes hacia el techo. Sobre este nivel se depositan de nuevo materiales del deslizamiento (segundo evento registrado en el *core*, Apartado 4.3.3). Alrededor de 3.40 m de profundidad, la columna sedimentaria vuelve a mostrar facies fluviales. Se observa un nivel de arenas gruesas, sustituido, de manera abrupta, por facies de limos y arcillas de 50 cm de espesor, en las que se desarrolla un nivel turboso. Este nivel de finos da paso gradualmente a una capa (de 1 m de espesor, aproximadamente) de arenas gruesas, en cuya base aparecen restos orgánicos. Los niveles superiores de esta capa presentan una secuencia granodecreciente, que finaliza con el paso facies de limos y arcillas. Este tipo de depósitos, que comienzan alrededor de 1.60, y se atribuyen al ambiente de depresión interdistributaria, continúan hasta prácticamente la superficie, mostrando varios ciclos granodecrecientes. Desde la base de esta capa hasta 1 m de profundidad predominan arcillas limosas, en cuyo techo se desarrolla un nivel turboso de cerca de 20 cm de espesor. Sobre él aparecen niveles de limos, que enlazan con el horizonte del suelo afectado por las labores agrarias.

La comparación de la descripción litoestratigráfica con las variaciones de textura (Figura 5.1) sugiere dos matizaciones respecto a las fracciones extremas de la distribución: arcillas y arenas gruesas. Como se ha mencionado anteriormente, la medición por difracción láser tiende a subestimar la fracción arcillosa (e.g. Loizeau *et al.*, 1994). Los niveles descritos como arcillosos-limosos en la Figura 5.1a presentan en su distribución granulométrica un contenido en arcillas situado alrededor del 10% (Figura 5.1b). Si bien las arcillas nunca pueden constituir una fracción mayoritaria al tratarse de sedimentos fluviales, cabría esperar una mayor representatividad de las mismas en fases de estabilidad en el ambiente de depresión interdistributaria. Por tanto, los bajos resultados otorgados por la difracción láser pueden ser justificados por el mencionado efecto de subestimación. Con respecto a la fracción de arenas gruesas, que también obtiene porcentajes relativamente bajos en el análisis por difracción láser, es preciso contextualizar el tipo de capas en las que se encuentran. Los niveles descritos como arenas gruesas en la Figura 5.1a están compuestos mayoritariamente por arenas de tamaño variable (desde 200 a 2000 μm ; es decir, arenas medianas y gruesas) y gravas finas. Con el fin de salvaguardar la integridad del equipo, las pequeñas gravas encontradas en estas muestras han sido extraídas (el tamaño máximo admitido es 2 mm) mediante tamizado. La morfología de las partículas en cuestión (no esféricas) ha podido provocar una pérdida de parte de esta fracción más gruesa, que se encuentra muy cercana al límite máximo admitido.

El análisis de granulometría realizado cumple dos funciones específicas: permite determinar las características, desde el punto de vista físico, de las diferentes facies y ambientes; y define los grupos de muestras que son asignados a cada ambiente para su posterior caracterización geoquímica.

5.2.1. ANÁLISIS DE *CLUSTERS* SEGÚN DISTRIBUCIONES DE GRANULOMETRÍA. CONCEPTO Y MÉTODO

La heterogeneidad del tamaño de las partículas a lo largo de la columna de sedimentos depende directamente de la clasificación hidráulica, definida por la capacidad de transporte del flujo en cada ambiente sedimentario. Así, el análisis de *clusters* permite agrupar las muestras en base a sus propiedades texturales (Van Helvoort, 2003), a partir de las cuales se ha concebido en una primera aproximación la estratificación representada en la descripción de campo. El analizador láser contempla el rango desde 0.02 μm hasta 2000 μm ; y lo divide, según el sistema internacional de clasificación de las partículas, en siete clases, desde arcillas hasta arenas gruesas (Tabla 3.4, Apartado 3.2.2). El porcentaje de cada una de las clases para una muestra determina su distribución granulométrica, puesto que ninguna muestra de sedimentos fluviales es completamente “pura”; es decir, ninguna muestra puede ser adscrita a una fracción predefinida (arcilla, limo, arena), sino que en todos los casos existe una componente mayoritaria y porcentajes menores del resto de fracciones.

El análisis de *clusters* llevado a cabo con las distribuciones granulométricas de las 122 muestras las agrupa según la similitud en dichas distribuciones, creando conglomerados homogéneos. Se opta por un análisis de tipo K-medias, por el cual los objetos son asociados a cada uno de los *clusters*, previamente definidos por *seeds* (semillas, muestras de referencia para cada agrupación). El procedimiento arroja ocho agrupaciones de muestras cuyos centroides (y medianas de la distribución media) están bien diferenciados, lo que implica, por tanto, que presentan distribuciones granulométricas distintivas. La denominación de los ocho grupos, asignada a cada uno de ellos según la fracción mayoritaria o distintiva, es: AR (arcillas); LF (limos finos); LM (limos medios); LG (limos gruesos); AF (arenas finas); AM (arenas medias); AG (arenas gruesas); y OG (muestras de niveles con alto contenido de TOC). Las distribuciones texturales características de cada uno de ellos, así como los porcentajes de cada fracción para su distribución media, se muestran en la Figura 5.2.

En los *clusters* AF, AM y AG las fracciones dominantes son las arenas, y, como consecuencia, sus distribuciones presentan un marcado sesgo negativo (Figura 5.2). El grupo AF muestra una clara dominancia en la distribución de la fracción de arenas finas (41%), y valores entre el 15 y 22% de arenas medias y limos gruesos. Apenas acoge arenas gruesas ni partículas finas; cabe identificar pues las muestras que componen el *cluster* como arenas fluviales limpias. El *cluster* AM tiene la fracción de arenas medias como mayoritaria (44%) y alto contenido de arenas finas, pero apenas arenas gruesas (6%); lo que establece una clara

Averaged grain size distribution per facies (Laser diffraction analysis. AA-21).

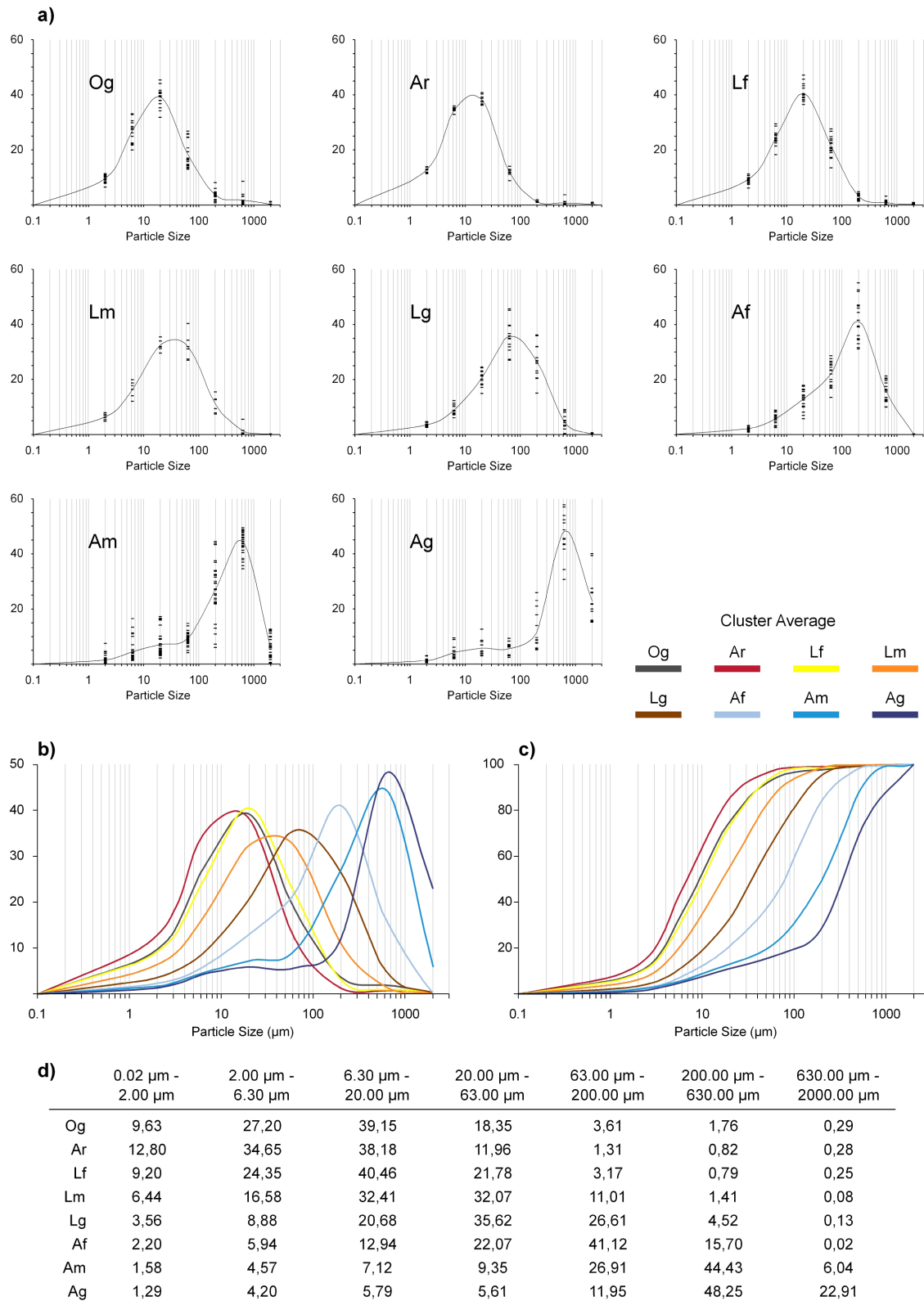


Figura 5.2. Distribuciones de granulometría por facies. a) Distribuciones medias de cada *cluster* (línea) y distribuciones de todas las muestras que los componen (marcas). b) Gráfico de distribuciones medias de los *clusters* (diferencial). c) Distribuciones acumuladas. d) Porcentajes de cada fracción en las distribuciones medias.

diferenciación con el *cluster* AG, cuya fracción mayoritaria también son las arenas medias, pero acoge una proporción importante de arenas gruesas (23%), como contraposición a la escasez de arenas finas (11%). Éste último grupo corresponde a las facies asociadas con la mayor capacidad de transporte del flujo. Este tipo de facies aparecen ligadas a paquetes de gravas en el lecho del curso.

Los *clusters* con dominancia de limos (LG, LM y LF) poseen porcentajes de arenas notablemente reducidos con respecto a los anteriores (Figura 5.2). LG se caracteriza por tener un máximo en los limos gruesos (35%), con un importante porcentaje de arenas finas (26%). Junto con el *cluster* AF, engloba las muestras que pertenecen a facies de transición entre las más gruesas, de canal y/o *levée*, y las más finas, propias de depresión interdistributaria. Los limos medios y gruesos son mayoritarios (32%) en el *cluster* LM, que apenas admite arenas finas y fracciones mayores. La distribución se desplaza hacia la izquierda para el *cluster* LF, cuyas fracciones máximas son los limos medios y finos, con una representación mínima de partículas de tamaño arena, lo que implica un ambiente sedimentario de baja energía. Al que también corresponden los grupos AR y OG. La distribución media de AR tiene sus máximos en los limos medios y finos (34% y 38%), y agrupa las muestras con mayores porcentajes de arcillas (>12%). Se trata de un *cluster* de alta homogeneidad, compuesto por muestras muy similares entre ellas, con escasos limos gruesos y porcentajes de las fracciones arenosas por debajo del 2%. El *cluster* correspondiente a las muestras que provienen de niveles orgánicos (OG) es muy similar a LF, es decir: alto contenido en arcillas, máximos de limos medios y finos y escasez de arenas. Esto sugiere que la mecánica y condiciones de sedimentación de estas facies son similares. La formación de turbas o suelos orgánicos se produce con posterioridad a la sedimentación. La preparación de las muestras para ser sometidas a difracción láser requiere la completa eliminación de la materia orgánica (Apartado 3.2.), con el fin de que ésta no interfiera en la medición. Así, la similitud de las distribuciones indica que la textura de la fracción mineral de los niveles orgánicos es equiparable a la de las facies no orgánicas depositadas en las depresiones interdistributarias.

La mayor o menor homogeneidad de las muestras que componen cada *cluster* es un parámetro relevante, a la vista de los resultados obtenidos. La Figura 5.2a muestra los valores de cada fracción de todas las muestras de cada *cluster*, representando así la dispersión observada para cada fracción con respecto a la distribución media. La desviación típica de cada fracción en los *clusters* de finos (OG, AR, LF, LM) es escasa (<4 en todos los casos). Esta medida crece en el caso de los *clusters* centrales, LG y AF. En ambos casos, la fracción de arenas finas muestra la desviación típica más elevada (6.28 y 7.75, respectivamente). Las restantes fracciones en LG y AF presentan una dispersión reducida. Los *clusters* asociados a fracciones más gruesas, AM y AG, ven incrementada notablemente la desviación típica de sus fracciones mayoritarias. En el caso de AM, la fracción de arenas finas muestra la mayor dispersión (desviación típica: 10.02); el grupo de muestras que compone AG arroja una alta variabilidad en las arenas medias (9.91), gruesas (8.28), y finas (7.18). Se produce,

por tanto, un aumento de la dispersión de las fracciones mayoritarias (que son las que definen el carácter de cada *cluster*) desde los *clusters* más finos hacia los más gruesos. Esta tendencia sugiere una relación con el ambiente sedimentario en el que se inscriben las muestras. Los *clusters* más finos se asocian a entornos sedimentarios de baja energía del flujo (baja capacidad de transporte), en los que el depósito de las partículas se produce por decantación en aguas estancadas o semi estancadas. Atendiendo a la escasa dispersión encontrada, cabe suponer una alta homogeneidad entre las diferentes muestras que componen este tipo de facies, compuestas casi exclusivamente por partículas finas, y cuya distribución granulométrica minimiza las diferencias entre ellas. Por el contrario, los *clusters* ligados a un ambiente deposicional de mayor energía indican una mayor heterogeneidad en las muestras que los componen (Figura 5.2). Las fracciones finas son minoritarias, y su representación poco variable en todos los casos. Sin embargo, la elevada dispersión de las fracciones de arenas finas y arenas medias sugiere una mayor heterogeneidad en la composición de las facies más gruesas; en las que, si bien las fracciones gruesas son claramente mayoritarias, el porcentaje de cada una de estas fracciones es muy variable, lo que puede ser debido a una menor significación de la clasificación hidráulica en la sedimentación en este tipo de ambientes.

5.2.2. DISTRIBUCIONES MEDIAS DE GRANULOMETRÍA SEGÚN AMBIENTES SEDIMENTARIOS.

El objeto del presente apartado es determinar la distribución de textura característica de los depósitos en función del ambiente sedimentario de la llanura deltaica al que están asociados. Se definen cuatro ambientes diferenciados, en función de su dinámica hidráulica y deposicional: depósitos de canal, de *levée*³, de *overbank*, y de depresión interdistributaria. Esta división comporta cierto grado de generalización, en la medida en que simplifica la complejidad del proceso de sedimentación en llanuras de inundación. No obstante, se considera que representa satisfactoriamente los elementos principales de la arquitectura sedimentaria fluvial.

Erkens (2009) diferencia cuatro ambientes deposicionales en la llanura deltaica del Rin en función de la arquitectura sedimentaria y la carga representativa de cada uno de ellos: *in-channel*, *overbank*, *floodbasin* proximal y *floodbasin* distal. Los depósitos *in-channel* corresponden a las facies más gruesas (arenas gruesas y gravas); y la carga en suspensión se adscribe a los depósitos de *overbank* y *floodbasin* proximal. Los sectores distales se asocian a la formación de turbas. Hoffmann (2006) asigna un ambiente deposicional a las diferentes facies (también en el delta del Rin) según su génesis, granulometría y contenido

³ Los procesos de *crevasse splay* se producen de forma puntual (espacial y temporalmente) en la llanura de inundación. La textura característica de estos depósitos es equiparable a la de los depósitos de *levée* (Van Helvoort, 2003). La identificación de facies de *crevasse splay* en las columnas estratigráficas extraídas mediante sondeo es, por tanto, muy compleja, por cuanto que su descripción macroscópica y granulométrica es semejante a la de las facies de *levée*. En la medida en que la textura es una propiedad definitoria de las facies, se decide no tomar en consideración este tipo de forma de acumulación como un ambiente deposicional diferenciado, sino que las facies potencialmente atribuibles a depósitos de *crevasse splay* se analizan conjuntamente con las de *levée*.

de TOC (cuando no hay diferencias texturales, utiliza el TOC como criterio distintivo). Define tres ambientes fluviales: depósitos de *overbank* (en los que se incluyen arenas, limos y arcillas de desbordamiento, así como los materiales de *levée*); depósitos de *channel fill* (básicamente distintos tipos de turba); y depósitos de lecho del canal (gruesos). Por su parte, Van Helvoort (2003), distingue cinco ambientes fluviales para la capa confinante del mismo delta: canal; *levée-crevasse splay*; depósitos de *flood basin* (finos); depósitos orgánicos; y depósitos francosos. Es preciso tener en cuenta que, si bien la dinámica sedimentaria general puede ser semejante, la granulometría característica de cada ambiente en el delta del Rin no es equiparable a la del delta del Aare, puesto que se trata de una llanura deltaica alpina, situada en el tramo alto del sistema fluvial, lo que conlleva importantes diferencias en la capacidad de transporte del flujo. Los materiales finos definidos en los mencionados trabajos como de relleno de canal se acumulan en canales residuales o abandonados. En el caso de los ambientes definidos en el presente estudio, este tipo de depósitos corresponde al ambiente de depresión interdistributaria; lo que no excluye que la depresión pueda haber sido fruto de otros procesos, como la diferencia topográfica creada por la acreción vertical del canal, o por fenómenos de subsidencia.

Las muestras analizadas se adscriben a cada ambiente deposicional en base a: 1) el análisis de clusters previo (similitud en las distribuciones texturales); 2) la descripción litoestratigráfica de los perfiles y su morfología superficial, que permiten identificar formas geomorfológicas a las que asociar un tipo de facies; y 3) la reconstrucción histórica del perfil AP-2 (Apartado 4.2), que determina la posición del canal en cada momento. El ambiente de canal corresponde a los grupos AG y AM, en los que las fracciones gruesas son mayoritarias. Las facies de depresión interdistributaria incorporan las muestras de los grupos OG y AR, así como parte de las muestras de LF. Los depósitos de *overbank* reúnen muestras de LF, LM, LG y AF. El ambiente de *levée* está formado por las restantes muestras, de LG y AF.

La distribución media (diferencial y acumulada) de granulometría obtenida para cada ambiente deposicional se representa en la Figura 5.3. Como se puede apreciar, se trata de distribuciones texturales distintivas, que revelan las características físicas propias de cada ambiente. Las distribuciones se desplazan de izquierda a derecha, desde la depresión interdistributaria, dominada por las fracciones más finas, hasta las facies de canal, en las que las partículas gruesas son mayoritarias.

La distribución media de las facies de depresión interdistributaria está definida por la notable mayoría de limos medianos (39.4%) y finos (28.5%), con porcentajes menores de limos gruesos (17.1%) y arcillas (10.3%). Las fracciones de arenas, en conjunto, no superan el 5%. Este resultado confirma el carácter de estabilidad dominante en las depresiones interdistributarias de la llanura deltaica, en las que la sedimentación se rige por la baja capacidad de transporte, debida a las condiciones de estancamiento. Se trata, asimismo, de un ambiente sedimentario de alta homogeneidad interna, pues la dispersión de los porcentajes de las fracciones mayoritarias en las muestras

Averaged grain size distribution per sedimentary environment

(Laser diffraction analysis. AA-21)

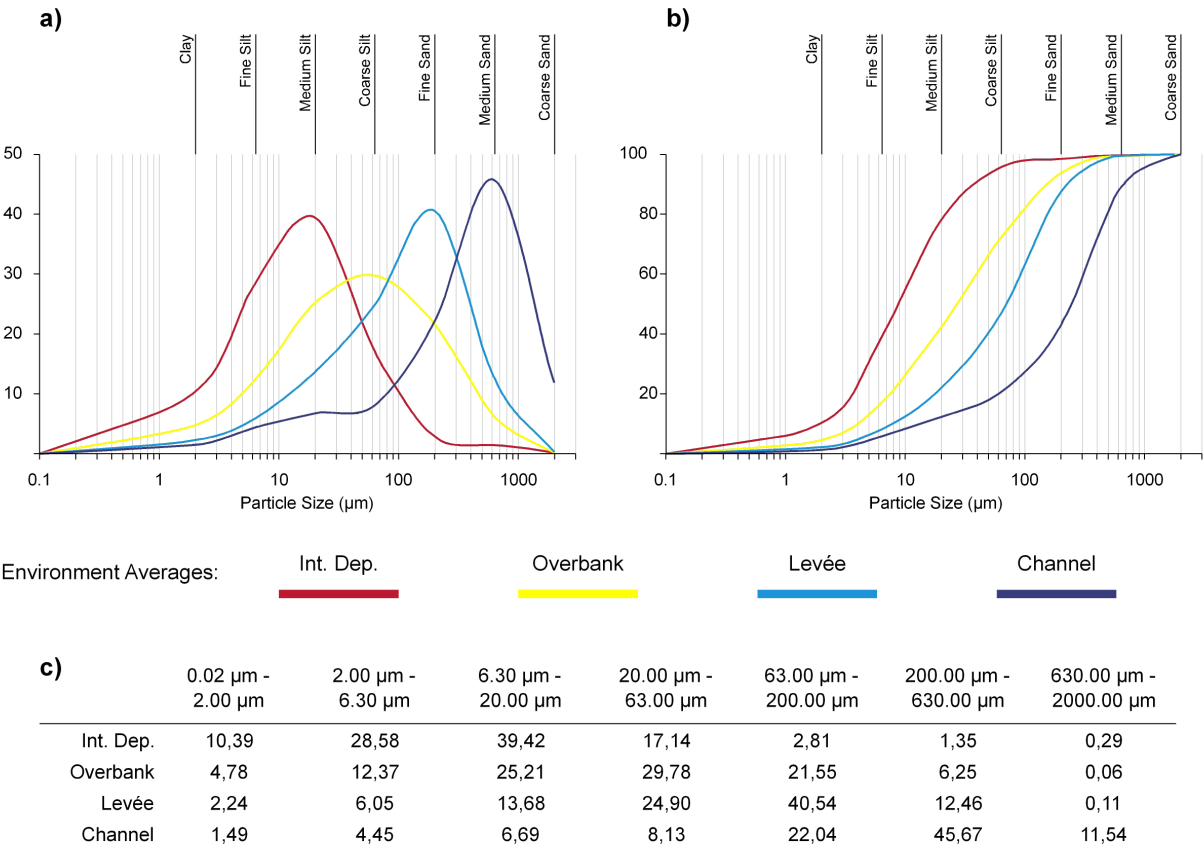


Figura 5.3. Distribución de granulometría media por ambientes sedimentarios.
a) Diferencial. b) Acumulada. c) Porcentajes de cada fracción para cada ambiente.

que lo componen es muy reducida, fruto de la mencionada mecánica deposicional. En el extremo opuesto se encuentra el ambiente de canal, con una distribución media de granulometría en la que los máximos se observan en las fracciones de arenas medianas (45.6%), y arenas finas y gruesas (22% y 11.5%, respectivamente); con escasos porcentajes de limos⁴.

Los depósitos de *levée* muestran una distribución sesgada hacia las arenas finas (40.5%), con un alto porcentaje de limos gruesos (24.9%); con niveles bajos de arenas medias (12.4%) y limos medios (13.6%), y escasa representatividad del resto de fracciones. La distribución responde a la sedimentación típica en *levées*, que combinan secuencias granodecrecientes

⁴ Evidentemente, la textura media característica de las facies de canal aquí presentada no está completa, pues éstas aparecen generalmente asociadas a niveles de gravas, cuya medición no es posible por la mencionada limitación del equipo utilizado.

de partículas de tamaño arena, con relleno de finos (Apartado 4.1.2); hecho que también determina una cierta heterogeneidad interna de las muestras que componen este ambiente.

El ambiente de *overbank* (depósitos de desbordamiento asociados a la carga en suspensión) constituye un entorno sedimentario de transición entre los ambientes de baja energía (dominancia de partículas finas) y los ambientes ligados a una mayor capacidad de transporte del flujo. Así, los depósitos de *overbank* se desarrollan desde los márgenes de los *levées* hasta enlazar con las depresiones interdistributarias, por lo que sus características texturales implican mayor dispersión, y por tanto, mayor heterogeneidad. La distribución media de granulometría (Figura 5.3) traduce este efecto, pues no existe una clara dominancia de una fracción concreta como sucede en los ambientes restantes, sino que los porcentajes de las clases mayoritarias son similares: limos gruesos, 29.7%; limos medios, 25.2%; y arenas finas, 21.5%. El aumento de la distancia con respecto al canal (o al punto donde se produce el desbordamiento) implica una disminución de la velocidad del flujo, que tiene como resultado una sedimentación secuencial de mayor a menor tamaño de las partículas. El resultado es una distribución textural platicúrtica, en oposición a los tres ambientes previamente descritos, cuyas distribuciones se caracterizan por un marcado apuntamiento (es decir, por la inequívoca dominancia de una fracción concreta).

5.3. GEOQUÍMICA

El estudio de la composición geoquímica del sondeo AA-21, en combinación con las propiedades físicas ya establecidas, posibilita la caracterización físico-química de las diferentes facies.

5.3.1. ANÁLISIS FACTORIAL DE LA COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA. CONCEPTO Y MÉTODO

El método puesto en práctica para la caracterización geoquímica es el análisis factorial (AF) de las 122 muestras que componen los cuatro ambientes sedimentarios previamente establecidos. El AF se ha realizado con los resultados de la composición química de trece elementos, obtenidos mediante escaneo XRF (Apartado 3.2.3): Al, Si, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr, Zr y Pb; el contenido TOC (Apartado 3.2.1); y las siete fracciones de granulometría. Se aplica el AF para extraer los factores comunes de las 20 variables de la columna sedimentaria del *core* AA-21 consideradas, con el objetivo de encontrar la estructura interna que subyace en el conjunto de las mismas con el mínimo de factores posibles (Filzmoser, 1999; Reimann *et al.*, 2002), simplificando así su interpretación.

El primer paso consiste en observar las propiedades del conjunto de datos para determinar la idoneidad del AF. La matriz de correlaciones de las variables (sobre las que se basa el AF) justifica la aplicación de este tipo de análisis (Hair *et al.*, 1998) (Tabla 5.1; con el objetivo de facilitar la interpretación, se recogen en la tabla únicamente las correlaciones

Tabla 5.1. Extracto de la matriz de correlaciones de elementos químicos, fracciones de granulometría y TOC. El color azul indica correlaciones positivas mayores a 0.7. El color rojo, correlaciones negativas superiores a -0.7. La fracción de arenas gruesas no muestra correlaciones superiores a 0.7 con ningún elemento. No obstante, cabe destacar que correlaciona negativamente con todas las variables, excepto con el Sr (0.49) y las arenas medias (0.65).

Al	Si	K	Ti							
Si	Al	S								
S	Si	TOC								
K	Al	Ti	Mn	Fe	Rb					
Ca	Fe	Limos medios								
Ti	Al	Mn	Fe	Limos medios	Arenas medias					
Mn	K	Ti	Fe							
Fe	K	Ca	Ti	Mn	Pb	Arcillas	Limos finos	Limos medios	Arenas medias	
Rb	K									
Sr	Arenas medias	Pb	TOC	Arcillas	Limos finos	Limos medios				
Zr	Arenas finas									
Pb	Fe	Arcillas	Limos finos	Limos medios	Sr					
TOC	S	Sr								
Arcillas	Fe	Pb	Limos finos	Limos medios	Sr	Arenas finas	Arenas medias			
Limos finos	Fe	Pb	Arcillas	Limos medios	Sr	Arenas finas	Arenas medias			
Limos medios	Ca	Ti	Fe	Pb	Arcillas	Limos finos	Sr	Arenas medias		
Limos gruesos	Arenas medias									
Arenas finas	Zr	Arcillas	Limos finos							
Arenas medias	Sr	Ti	Fe	Arcillas	Limos finos	Limos medios	Limos gruesos			
Arenas gruesas										

significativas entre elementos, positivas y negativas, superiores a 0.7). Asimismo, la observación de la correlación entre los distintos elementos y clases texturales proporciona una primera aproximación a las relaciones existentes entre las variables.

La no normalidad de las distribuciones de las variables puede acarrear efectos no deseados en el AF, pues la existencia de valores extremos (*outliers*) puede influir decisivamente en los resultados obtenidos (Reimann *et al.*, 2002; Van Helvoort, 2003). Los conjuntos de datos geoquímicos suelen presentar distribuciones no normales (Reimann *et al.*, 2002; Filzmoser *et al.*, 2005; Weltje y Tjanlingii, 2008). Las variables introducidas en el análisis deben acercarse en la medida de lo posible a la normalidad, si bien la transformación de las mismas no es un requisito indispensable (Reimann *et al.*, 2002), pues la normalidad es únicamente necesaria en el caso de aplicar test estadísticos a la significación de los factores obtenidos (Peña *et al.*, 2015). Así, la detección de *outliers* es una labor de especial importancia para un análisis multivariado de este tipo (Filzmoser *et al.*, 2005). Mediante pruebas de residuos atípicos respecto al modelo de regresión, se ha identificado los posibles valores extremos de cada una de las variables (las series presentan, en escasas ocasiones, residuos estudentizados superiores a 2, pero no superiores a 3); y se ha examinado el efecto sobre el AF derivado de su inclusión o de su sustitución por el valor medio de la serie. La distribución de factores obtenida en ambos casos arroja resultados equiparables.

El tipo de factorización aplicado es el de componentes principales, basado en la correlación muestral. Se ha optado, asimismo, por la rotación *varimax* de la matriz de cargas, que genera una mejor distribución de la varianza explicada en los factores (Davies, 1986), y proporciona mapas más estables (Reimann *et al.*, 2002). Se ha considerado la posible redundancia en la información aportada por diferentes variables con cargas similares. Van Helvoort (2003) opta por extraer este tipo de variables del AF. Sin embargo, en el presente estudio no se ha eliminado ninguna de las variables disponibles para realizar el AF, atendiendo no a criterios estadísticos, sino a una cuestión conceptual: los posibles resultados análogos de elementos diferentes aportan información relevante sobre el funcionamiento geoquímico de la llanura deltaica, pues la asociación entre distintos elementos y clases texturales es clave para alcanzar una caracterización precisa de los diferentes ambientes sedimentarios.

Con respecto a la extracción de factores, existen diferentes procedimientos para determinar el número de factores adecuado (Reimann *et al.*, 2002), entre los cuales los más comunes son: el uso de los factores con eigenvalores superiores a la media; el uso de los factores cuya explicación acumulada de la varianza alcanza un valor previamente definido; o el uso de gráficas de sedimentación (*scree plots*), en los que la ruptura de pendiente define el número de factores a utilizar. Se opta por aplicar el método secuencial establecido por Van Helvoort (2003), con el propósito de no despreciar factores, cuyo nivel potencial de explicación de la variabilidad sea relevante en la interpretación del conjunto, al aplicar los mencionados procedimientos. El proceso parte de un AF con dos factores. Se incrementa el número de factores, de uno en uno, hasta alcanzar unos requisitos mínimos: todos los factores deben tener cargas absolutas mayores de 0.3 para al menos una variable; todas las

variables deben tener al menos una carga absoluta mayor de 0.3 en alguno de los factores⁵; y las variables deben estar bien distribuidas mediante los factores (Van Helvoort, 2003). De este modo, el modelo de AF finalmente aplicado da como resultado seis factores, cuya explicación de la varianza acumulada es 92.26% (Tabla 5.2). En el caso de haber aplicado el criterio del *scree plot*, los factores utilizados habrían sido cuatro (87.17% de la varianza acumulada); y atendiendo a los eigenvalores, tres factores (83.80%).

Tabla 5.2. Factores y cargas resultantes del AF. Geoquímica, clases granulométricas y TOC del sondeo AA-21.

Factor 1 (49.06%)		Factor 2 (25.14%)		Factor 3 (9.60%)		Factor 4 (3.37%)		Factor 5 (2.92%)		Factor 6 (2.17%)	
Elemento	Carga	Elemento	Carga	Elemento	Carga	Elemento	Carga	Elemento	Carga	Elemento	Carga
Si	0,90	Pb	0,87	Rb	0,94	Limo grueso	0,87	Arena fina	0,38	Ca	0,71
Zr	0,70	Mn	0,80	K	0,75	Ti	0,43	Fe	0,25	Mn	0,29
Sr	0,69	Fe	0,67	Ti	0,55	Limo medio	0,38	Ti	0,24	Fe	0,26
Al	0,61	Limo medio	0,62	Al	0,54	Zr	0,38	Arcilla	0,21	S	0,26
Arena fina	0,61	Arcilla	0,62	Fe	0,49	Fe	0,36	Limo fino	0,21	K	0,21
K	0,29	Ti	0,61	Arcilla	0,44	Ca	0,30	Zr	0,20	Ti	0,20
Limo grueso	0,23	Limo fino	0,58	Limo fino	0,43	Al	0,27	Mn	0,19	Al	0,17
Arena media	0,23	K	0,45	Limo medio	0,36	Si	0,22	K	0,18	TOC	0,16
Mn	0,14	Ca	0,40	Mn	0,29	K	0,20	Limo medio	0,18	Si	0,14
Ti	0,11	Al	0,39	Ca	0,26	TOC	0,19	Limo grueso	0,18	Limo medio	0,13
Arena gruesa	0,02	Limo grueso	0,25	Si	0,19	Mn	0,18	TOC	0,14	Limo grueso	0,13
Rb	-0,02	TOC	0,14	Pb	0,04	Arcilla	0,17	Si	0,14	Zr	0,05
Fe	-0,09	Rb	0,11	TOC	-0,03	Pb	0,16	Ca	0,13	Sr	0,05
Pb	-0,29	Si	0,02	Limo grueso	-0,04	Limo fino	0,15	Al	0,12	Pb	0,05
Ca	-0,31	S	0,01	Arena gruesa	-0,08	Arena fina	0,00	Pb	0,05	Limo fino	0,04
Limo medio	-0,49	Arena gruesa	-0,29	Sr	-0,15	S	-0,06	S	0,02	Rb	0,02
Arcilla	-0,56	Zr	-0,35	S	-0,17	Rb	-0,10	Rb	-0,06	Arcilla	0,01
Limo fino	-0,61	Arena media	-0,50	Zr	-0,19	Sr	-0,21	Sr	-0,32	Arena fina	-0,04
S	-0,86	Arena fina	-0,53	Arena media	-0,24	Arena gruesa	-0,32	Arena media	-0,33	Arena gruesa	-0,10
TOC	-0,87	Sr	-0,54	Arena fina	-0,39	Arena media	-0,69	Arena gruesa	-0,85	Arena media	-0,11

Las cargas de cada elemento analizado para los seis factores (y la varianza explicada por cada uno de ellos) se exponen en la Tabla 5.2. El Factor 1 (F1) explica el 49.06% del total de la varianza del modelo del AF, y representa la oposición entre la procedencia/naturaleza de la fracción mineral y el desarrollo local de niveles sedimentarios ricos en materia orgánica en la llanura deltaica. El AF asigna las cargas negativas más significativas

⁵ El autor define un umbral de 0.3 con el objetivo de discriminar entre el ruido estadístico y los valores con relevancia para el modelo de AF.

al TOC y al S. El signo negativo se completa con las fracciones de granulometría más fina y metales como Pb, Fe y Rb. La asociación entre TOC y S se debe principalmente a la existencia de paquetes turbosos, que se desarrollan en las depresiones interdistributarias. Las condiciones anaeróbicas, consecuencia de la presencia de la tabla de agua del acuífero (muy elevada en la llanura deltaica; Carvalho, 2014), que favorecen la formación de las turbas, fomentan la ocurrencia procesos redox del S (Brown, 1986; Giblin *et al.*, 1990); que forma parte de sulfuros metálicos como la pirita, comúnmente asociada a vetas de cuarzo (Schulte *et al.*, 2008, 2009). La asociación de los metales con facies orgánicas (no necesariamente turbosas) se debe a la capacidad de adsorción de este tipo de elementos por parte de la materia orgánica (Hamblin y Greenland, 1977; Gustaffson y Pechová, 2003; Churchman y Lowe, 2012). Las cargas negativas del F1 se completan con las clases de textura más finas, características del ambiente de depresión interdistributaria. Las cargas positivas del F1 corresponden a las clases más gruesas y los elementos identificados con los siliciclastos (Si, Zr, Sr, Al), que representan la litología de las áreas alta y media de la cuenca. Este factor establece, por tanto, una dicotomía de carácter general, que será matizada por los restantes factores.

El Factor 2 (F2) explica el 25.14% de la varianza (Tabla 5.2; Figura 5.4) del modelo y establece una división basada en dos componentes, textura y procedencia, que muestra la oposición entre facies de finos y facies formadas por partículas gruesas. Las cargas positivas del F2 van para los metales y los elementos asociados a los filosilicatos, junto con las fracciones finas (limos y arcillas); en contraposición a las fracciones gruesas, y Sr y Zr, que obtienen las cargas positivas. Elementos como Fe, Al y Si se relacionan con filosilicatos y aluminosilicatos (Huisman *et al.*, 2000; Tebbens *et al.*, 2002; Van Helvoort, 2003), presentes en rocas cristalinas del área de cabecera. De igual modo, Rb y K están ligados a feldespatos, vinculados a afloramientos de rocas plutónicas (Schulte *et al.*, 2015). El Factor 3 (F3; 9.60% de la varianza), abunda en el contraste entre filosilicatos (cargas positivas) y siliciclastos (cargas negativas), si bien el valor absoluto de las cargas de las fracciones de granulometría sugiere una menor relevancia de la componente textural en este factor (Tabla 5.2; Figura 5.4).

Los restantes factores tienen un peso minoritario en el modelo del AF: F4, 3.37%; F5, 2.92%; y F6, 2.17%. La repartición de cargas (Tabla 5.2) permite introducir pequeños matices sobre la explicación aportada por los factores más relevantes. El F4 muestra la vinculación entre el Ti, presente en arcillas y filosilicatos, y facies de limos gruesos y medios, cuya asociación ponen de manifiesto Cuvén *et al.* (2010) y Kylander *et al.* (2011). Las cargas negativas del F4 muestran de nuevo la asociación de las fracciones arenosas con el Sr, que aparece en carbonatos y silicatos (Kylander *et al.*, 2011). El reparto de cargas del F5 sugiere una distinción basada en la granulometría de las partículas. La mayor parte de los elementos presentan cargas con valor absoluto inferior a 0.3, lo que denota su escasa participación en este factor; a excepción de, por un lado, las arenas gruesas y medianas

Factor Analysis Loadings (Texture & Geochemistry. AA-21).

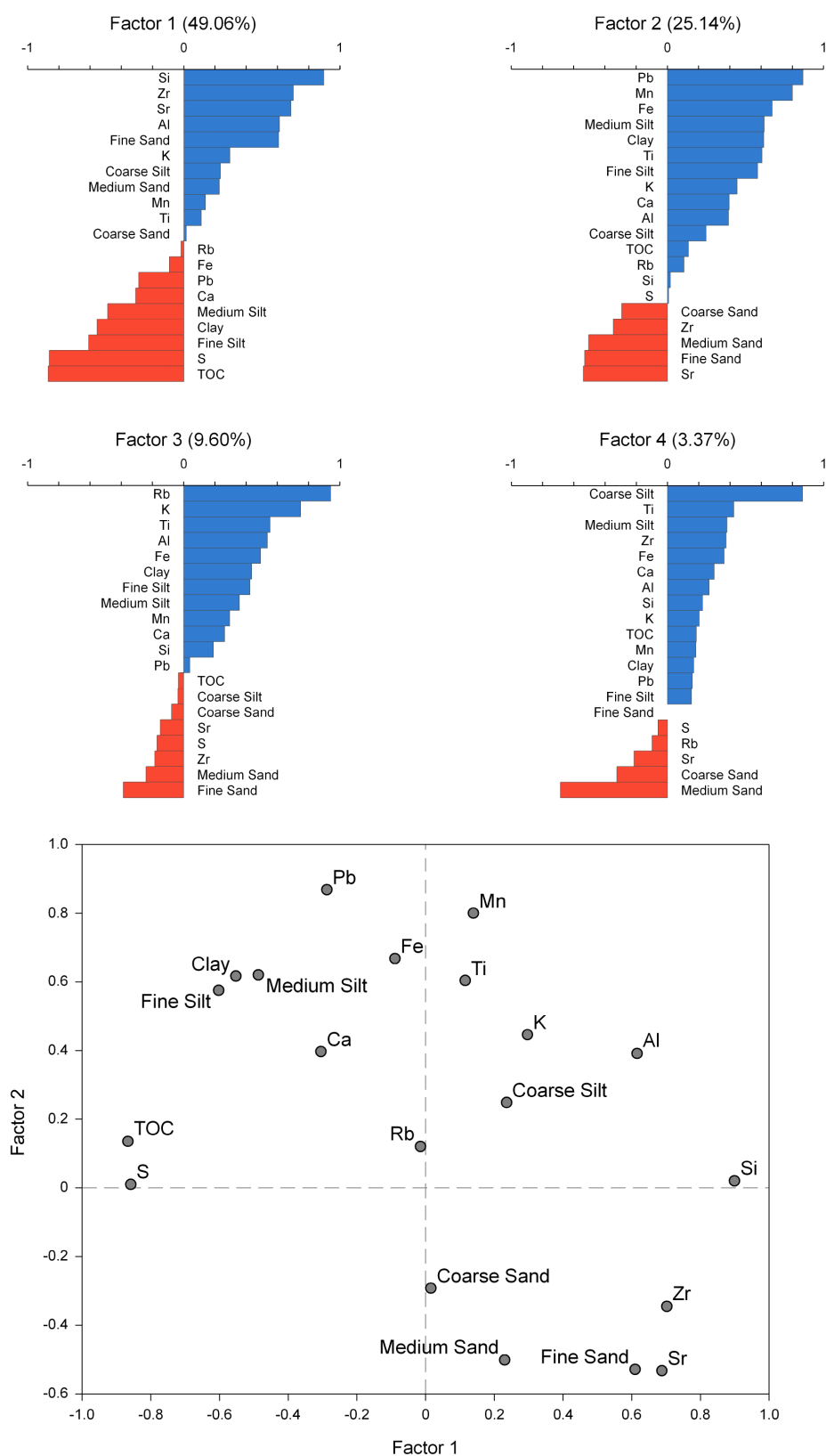


Figura 5.4. AF del sondeo AA-21. Cargas por elemento de los factores principales (imagen superior); y gráfico de factores 1 y 2 (imagen inferior).

(negativas), y por otro, las arenas finas (positivas). Se infiere así una separación entre los tipos de carga (en suspensión y de fondo), y la transición de un ambiente sedimentario de mayor energía (fracciones gruesas) a otro caracterizado por una menor capacidad de transporte. El F6 únicamente presenta un elemento con una carga significativa, el Ca (Tabla 5.2). La menor extensión de la superficie de la cuenca ocupada por rocas sedimentarias condiciona la presencia de este elemento en los depósitos de la llanura deltaica. Asimismo, los carbonatos están sujetos a procesos postdeposicionales (Van Helvoort, 2003), que incluyen la edafogénesis (lavado; Schulte, 2002) y la influencia del elevado nivel freático (Carvalho, 2014). Por tanto, no se espera una relación específica del Ca con facies o fracciones concretas.

Las relaciones entre elementos puestas de manifiesto por el AF revelan una estructura definida por la granulometría, la litología del área fuente (rocas cristalinas y metamórficas, y en menor medida, carbonatadas), y los procesos postsedimentarios (Schulte *et al.*, 2015). Atendiendo a los factores principales (F1 y F2), se observa una agrupación de las variables analizadas que traduce esta estructura (Figura 5.4, imagen inferior). En un extremo, con valores positivos de F1 y negativos de F2, se encuentran las fracciones más gruesas (arenas gruesas, medianas y finas), junto con Sr y Zr; es decir, los siliciclastos se asocian al material más grueso. En el extremo opuesto (F1 negativo, y F2 positivo) se sitúan las fracciones más finas (limos y arcillas) con metales como Pb y Fe. Ligeramente desplazados, pero en el mismo cuadrante, se localizan también el TOC y el S. Esta agrupación representa, por tanto, las facies de finos, ligadas a los mencionados metales, en las que se desarrollan niveles ricos en materia orgánica; y en las cuales se producen procesos redox y edafogénesis. El tercer grupo (F1 y F2 positivos) reúne los aluminosilicatos y filosilicatos, ligados a los limos gruesos.

5.3.2. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE FACIES SEDIMENTARIAS

Una vez establecida la estructura general de las variables mediante seis factores geoquímicos y texturales, se examina la relación de cada ambiente sedimentario con las propiedades expresadas por dichos factores. Las muestras analizadas han sido previamente asignadas a un ambiente específico mediante el análisis de *clusters* basado en las propiedades físicas (Apartado 5.1). Así, la respuesta distintiva de cada ambiente a cada uno de los factores resultantes del AF se mide a través de las puntuaciones (*scores*) de las muestras que los componen. La Figura 5.5 expresa los contrastes entre los cuatro ambientes a partir de los seis factores.

El F1, como se ha comentado, establece una división de la litología y procedencia de los materiales frente al desarrollo de niveles ricos en materia orgánica, ligados a niveles de finos. Así, las facies de depresión interdistributaria registran mayoritariamente *scores* negativos en este factor, puesto que éstas son las propiedades características de este ambiente. Los elementos con carga negativa más significativos en el F1 (TOC, S y la

fracción de limos finos) determinan un valor medio negativo de los *scores* de la depresión interdistributaria (Figura 5.5). No obstante, cabe señalar que una fracción minoritaria de sus *scores* son positivos, cuya presencia responde a la existencia de facies no orgánicas en este ambiente, y que, por tanto, no obtienen una correlación tan elevada con los mencionados procesos (formación de turbas y suelos orgánicos). Como consecuencia, la varianza de las puntuaciones de la depresión interdistributaria respecto al F1 es muy elevada, en contraposición a los restantes ambientes. Tanto las facies de *overbank* como de *levée* y canal arrojan un valor medio positivo de las puntuaciones del F1, debido a la práctica inexistencia de capas ricas en materia orgánica y al aumento del tamaño de las partículas con respecto a la depresión interdistributaria. En las facies de canal, sin embargo, aparecen habitualmente restos de materia orgánica (restos de plantas y troncos) removilizados por el flujo, lo que justifica la caída de los *scores* en relación a los otros dos ambientes.

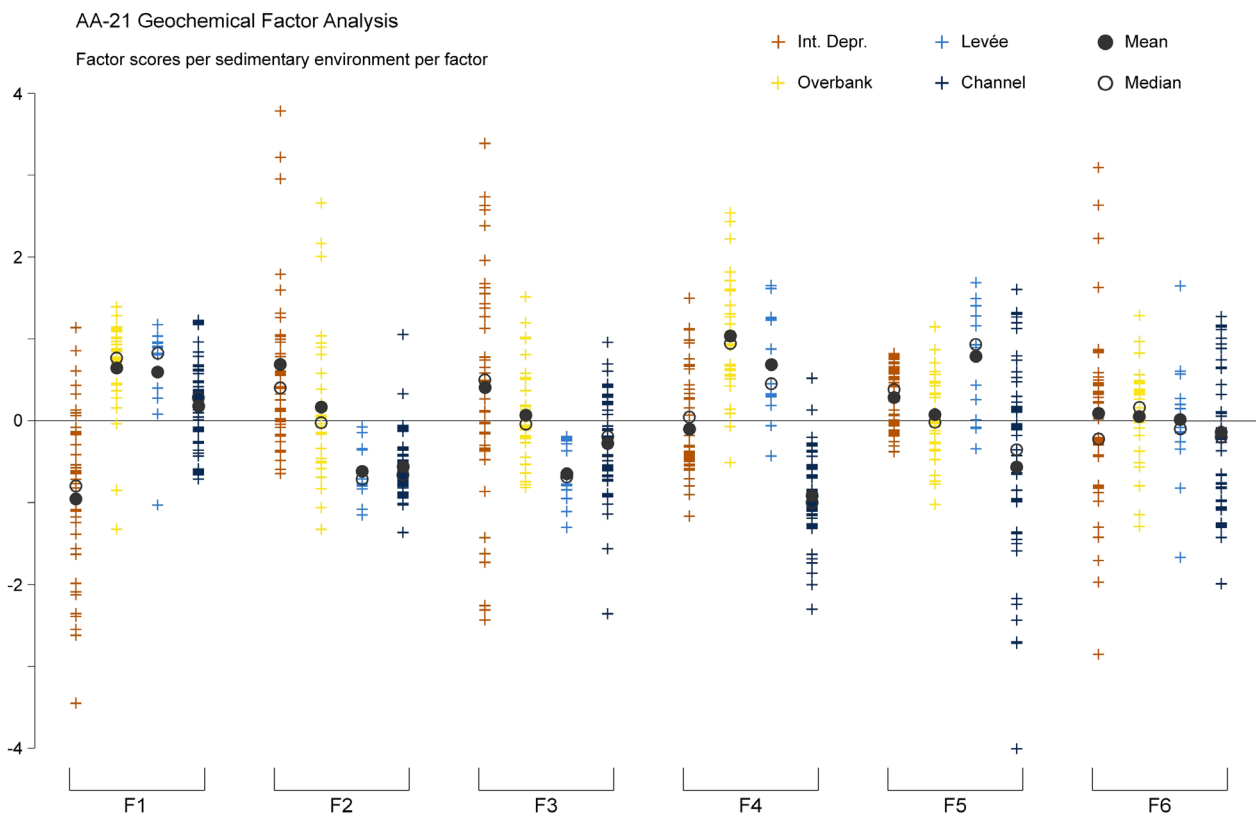


Figura 5.5. Caracterización geoquímica de los ambientes sedimentarios. Puntuaciones por factor por ambiente sedimentario (AF del *core* AA-21).

F2 y F3 explican las variaciones texturales y litológicas de las facies, soslayando la componente orgánica. F2 establece la oposición entre las facies finas, asociadas a los metales y los filosilicatos, y las gruesas, relacionadas con los siliciclastos. F3 abunda en este contraste, otorgando un menor peso a la granulometría, por una mayor relevancia de

la procedencia de las partículas. Los *scores* de los cuatro ambientes sedimentarios (Figura 5.5) ponen de manifiesto un comportamiento semejante de los mismos respecto a estos dos factores. La depresión interdistributaria, de nuevo, muestra un importante dispersión en relación a los factores F2 y F3, si bien produce un valor medio positivo, debido a la dominancia de los metales y las fracciones más finas. Los depósitos de *overbank*, como consecuencia de la variabilidad lateral de las facies que los componen, arrojan puntuaciones centradas en estos dos factores, ratificando así el carácter de transición de este ambiente. En el caso de los ambientes de *levée* y canal (ambos con varianzas reducidas), las puntuaciones son negativas, por la presencia de partículas más gruesas, de carácter más resistente, asociadas a elementos como Sr y Zr.

El factor F4 subraya la asociación de facies de limos (fundamentalmente gruesos) con la existencia de Ti (Cuven *et al.*, 2010), en contraposición al vínculo de las arenas gruesas con elementos como el Sr (carga negativa) (Figura 5.5). Así, las facies de canal generan puntuaciones negativas (determinada por la textura: arenas gruesas y medias), marcando una importante división con las facies de *levée* y *overbank*, con cargas positivas, en las que la fracción limosa superior tiene mayor relevancia. En el caso de la depresión interdistributaria, el valor medio de los *scores* se sitúa prácticamente en cero. Esta centralidad en el F4 sugiere que tanto el Ti como el Sr no son elementos característicos de este ambiente, en respuesta a su granulometría característica, que se sitúa por debajo de las clases a las que están asociados.

La interpretación del F5 sugiere la división entre carga de fondo y carga en suspensión (Viers *et al.*, 2009, establecen diferentes respuestas geoquímicas y de elementos traza entre los tipos de carga como respuesta a diferencias litológicas). Así, la Figura 5.5 muestra la diferencia entre las puntuaciones del ambiente de canal (negativas) y los restantes ambientes (positivas). Esta división se hace especialmente patente al observar las puntuaciones de las facies de *levée* y canal, puesto que las arenas finas y las arenas gruesas reciben las cargas más significativas de este factor (positivas y negativas, repectivamente). Finalmente, el F6, asociado a la presencia de Ca, produce valores medios de los *scores* muy similares para los cuatro ambientes. El Ca es un elemento muy minoritario en los depósitos fluviales del sondeo AA-21 (no así en los niveles de deslizamiento). La influencia del nivel freático y los procesos edáficos sobre este elemento imposibilitan su asociación a ninguno de los ambientes. Cabe, sin embargo, señalar la alta dispersión observada para la depresión interdistributaria en el F6, que sugiere una mayor incidencia de los mencionados procesos.

Los factores F1 y F2 aportan el mayor porcentaje de explicación de la varianza del AF (74.2% entre los dos). Los ambientes sedimentarios se pueden definir en términos generales, y a modo de resumen, a partir de la relación entre ellos, representada en la Figura 5.6 (gráfico de dispersión de las puntuaciones de los cuatro ambientes para los dos factores principales). Las puntuaciones de las facies de depresión interdistributaria se sitúan mayoritariamente en el cuadrante determinado por cargas negativas del F1 y positivas del F2. Es decir, la depresión interdistributaria se asocia con la presencia de

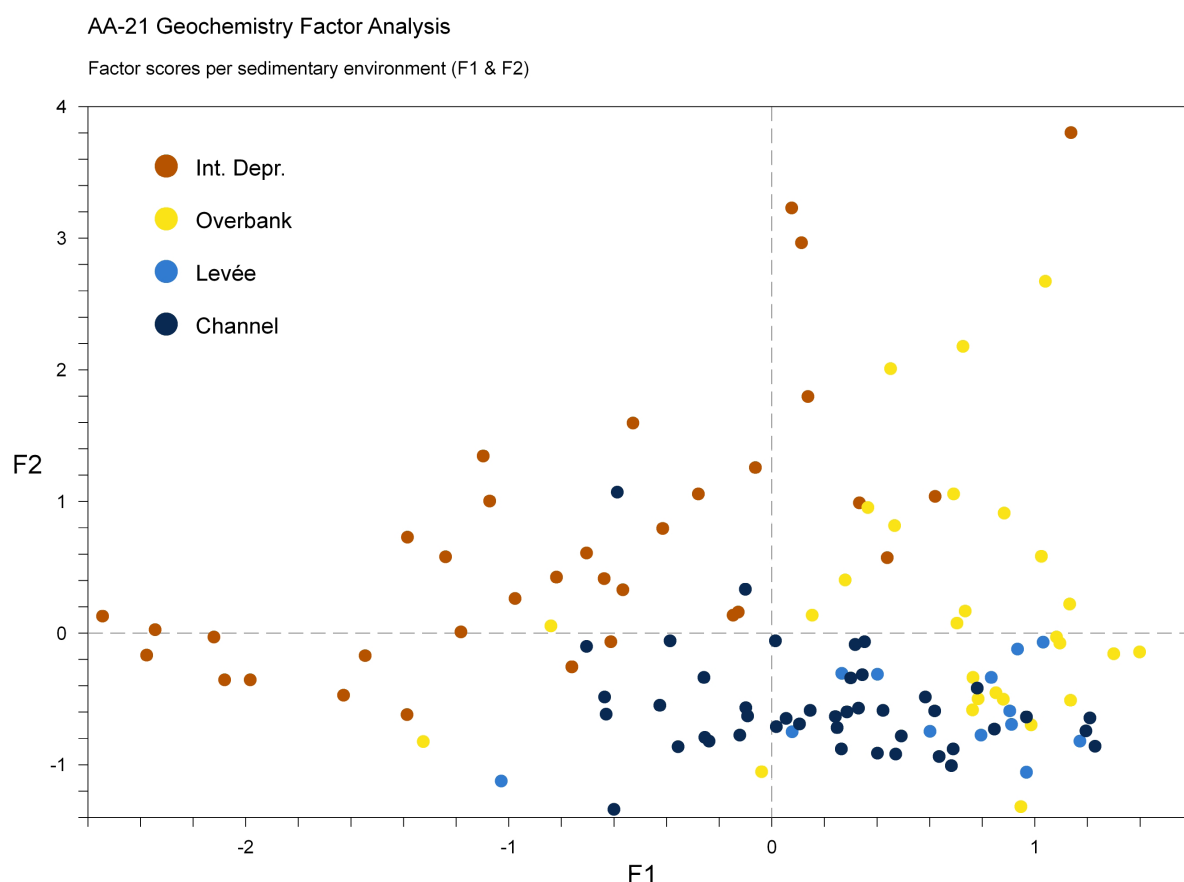


Figura 5.6. Relación entre las puntuaciones de los factores F1 y F2 por ambiente sedimentario (AF del *core* AA-21).

materia orgánica y el desarrollo de procesos redox, asociados a la presencia de S y metales como Fe y Pb, en facies de finos (arcillas, limos finos y limos medios, principalmente). La dispersión de las puntuaciones correspondientes a este ambiente (superior a los otros tres casos) responde a la variabilidad interna respecto al contenido de materia orgánica. El OC es la variable definitoria del F1, y su presencia determina la existencia de S y metales. Los niveles orgánicos interdigitan con otros substancialmente minerales, que producen una respuesta geoquímica dispar. En el cuadrante opuesto a la depresión interdistributaria se sitúan las puntuaciones de las facies de *levée* (positivas en F1 y negativas en F2; Figura 5.6). Así, este ambiente se define por la inexistencia de materia orgánica, y la predominancia de los siliciclastos.

Los depósitos de canal están formados por las clases de textura más gruesas, con predominancia de minerales como Sr y Zr (*scores* negativos en F2; Figura 5.6). La presencia de restos orgánicos redepositados por el río amplía la dispersión de los *scores* en el F1, pero cabe recalcar que este tipo de materia orgánica constituye un hecho puntual, y que por tanto, su aparición no está relacionada con los procesos de formación de turbas y suelos orgánicos que se producen en la depresión interdistributaria.

Los materiales de *overbank*, cuyo rasgo esencial es la heterogeneidad, fruto de los cambios laterales de facies, también muestran una importante dispersión en el F2, con *scores* negativos y positivos (Figura 5.6). Es decir, se sitúan a medio camino entre las facies específicamente gruesas y las finas. Además, no aparecen asociadas a la materia orgánica. Así, su composición geoquímica está ligada a filosilicatos y siliciclastos, con elementos destacados como Ti, Al, K y Si.

5.4. LA VARIABILIDAD GEOQUÍMICA COMO INDICADOR INDIRECTO DE LA TEXTURA DE LAS FACIES.

La medición de la textura de muestras de sedimentos por difracción láser conlleva dos inconvenientes fundamentales: supone la destrucción de las muestras; y requiere de un tratamiento previo de las mismas poco eficaz en términos de tiempo y productividad (Apartado 3.2.2). Por el contrario, el escaneo XRF de registros sedimentarios no afecta en modo alguno a los sedimentos, y facilita la obtención de resultados de composición geoquímica con un ratio productividad/tiempo muy elevado. A lo largo del apartado anterior se ha establecido la relación entre composición química y granulometría en las diferentes facies que componen la llanura deltaica de Hasli. El presente apartado pretende determinar, en base a los vínculos encontrados, la capacidad de los resultados de composición geoquímica para funcionar como indicadores indirectos (*proxies*) de la textura de las facies de la llanura de inundación presentes en los diferentes sondeos profundos que componen los perfiles.

Ante la variedad de *proxies* geoquímicos para estimar la granulometría puesta de manifiesto por la abundante literatura sobre la cuestión (Apartado 5.1), cabe pensar que estos indicadores son dependientes de la litología de las áreas fuente, y, por tanto, no extrapolables de unas áreas de estudio a otras. En este sentido, Bloemsma *et al.* (2012) subrayan que este tipo de *proxies* tiene carácter empírico y, en consecuencia, deben ser específicos para cada localización. Así, en base a las relaciones entre geoquímica, textura y facies establecidas mediante el AF del *core* AA-21, se buscan los elementos que muestran mayores niveles de correlación con las fracciones de granulometría representativas de los ambientes sedimentarios, con el objetivo de examinar su comportamiento en los sondeos AA-21, AA-2, AA-5 y AA-6⁶. Se toman el Fe y el Sr como indicadores de las facies finas y gruesas, respectivamente.

El Fe ha mostrado su asociación a las facies de depresión interdistributaria, a través de los factores mayoritarios del AF. Las características distintivas de este ambiente favorecen la presencia de este elemento, bien sea porque se trata de un componente fundamental en los procesos redox que tienen lugar en condiciones anaeróbicas (Stucki *et al.*, 1996; Favre *et al.*, 2006); por la capacidad de adsorción de metales de la materia orgánica (Gustaffson,

⁶ La geoquímica y granulometría de los sondeos AA-2, AA-5 y AA-6 ha sido previamente analizada por Carvalho (2014) y Schulte *et al.* (2015).

2001; Mavris *et al.*, 2011; Churchman y Lowe, 2012); o por estar presente en la estructura de la mayoría de minerales y sedimentos arcillosos (Zhu *et al.*, 2011; Stucki, 2013). La Figura 5.7 muestra el ratio Fe/Sr en relación al contenido en arcillas (%) en los cuatro sondeos mencionados. Se han resaltado las capas que acogen facies de finos, identificadas con el ambiente de depresión interdistributaria. Tanto la correlación visual, como el elevado coeficiente de correlación entre ambas variables, apuntan al Fe como un indicador indirecto para detectar niveles de facies relacionadas con un ambiente sedimentario de baja energía en la llanura deltaica de Hasli (donde los procesos geoquímicos tienen un papel más relevante).

El AF ha puesto de manifiesto la vinculación del Sr con niveles de granulometría gruesa, debido a la procedencia y resistencia de este elemento (asociado a los afloramientos de rocas plutónicas en la cuenca, granitos, cuarzo dioritas, sienitas; Schulte *et al.*, 2015). Schulte *et al.* (2008, 2009) vinculan los pulsos de agradación en la cuenca del Lütischine con valores elevados del ratio Ca/Ti, asociados a niveles de partículas gruesas. En la cuenca del Aare, Carvalho (2014) relaciona el Ca con capas de arenas y gravas; si bien expone la pérdida de la señal de este elemento en niveles profundos, como respuesta a la presencia del nivel freático, cuyas fluctuaciones están dirigidas en gran medida por el ascenso/descenso del nivel del lago Brienz. Los procesos postsedimentarios que afectan al Ca dificultan su asociación con facies o ambientes sedimentarios específicos, como se desprende del AF del *core* AA-21. El Sr se identifica como elemento traza del CaCO₃ (Tebbens *et al.*, 2000), por su comportamiento análogo (Viers *et al.*, 2009) y las similares características geoquímicas con el Ca (Pais y Jones, 1997; Drever, 2003). Koinig *et al.* (2003) relacionan Ca y Sr con niveles arenosos en el lago Sägistalsee (situado entre las cuencas del Lütischine y del Aare), y definen dos grupos de elementos: la fracción carbonatada (Ca y Sr, en arenas) y la fracción silicatada (Rb, Ti, Zr, Fe y cuarzo, en arcillas), coincidiendo con lo expuesto por Schulte *et al.* (2008, 2009).

La Figura 5.8 muestra la correspondencia entre el ratio Sr/Fe y los niveles arenosos de los cuatro *cores*. La buena correlación del ratio con las capas de arenas medianas y gruesas, sugiere su utilidad para inferir la existencia de facies asociadas a los ambientes de canal y *levée*. La existencia de partículas de Sr, de alta resistencia a la erosión, en combinación con los bajos niveles de Fe en este tipo de facies (como se desprende de la caracterización geoquímica a partir del AF; factores F1 y F2), determinan el buen funcionamiento del ratio Sr/Fe como indicador indirecto.

Geochemistry as a proxy for grain size

Laser diffraction grain size data vs. XRF scanner data (Cores AA-2, AA-5, AA-6 & AA-21)

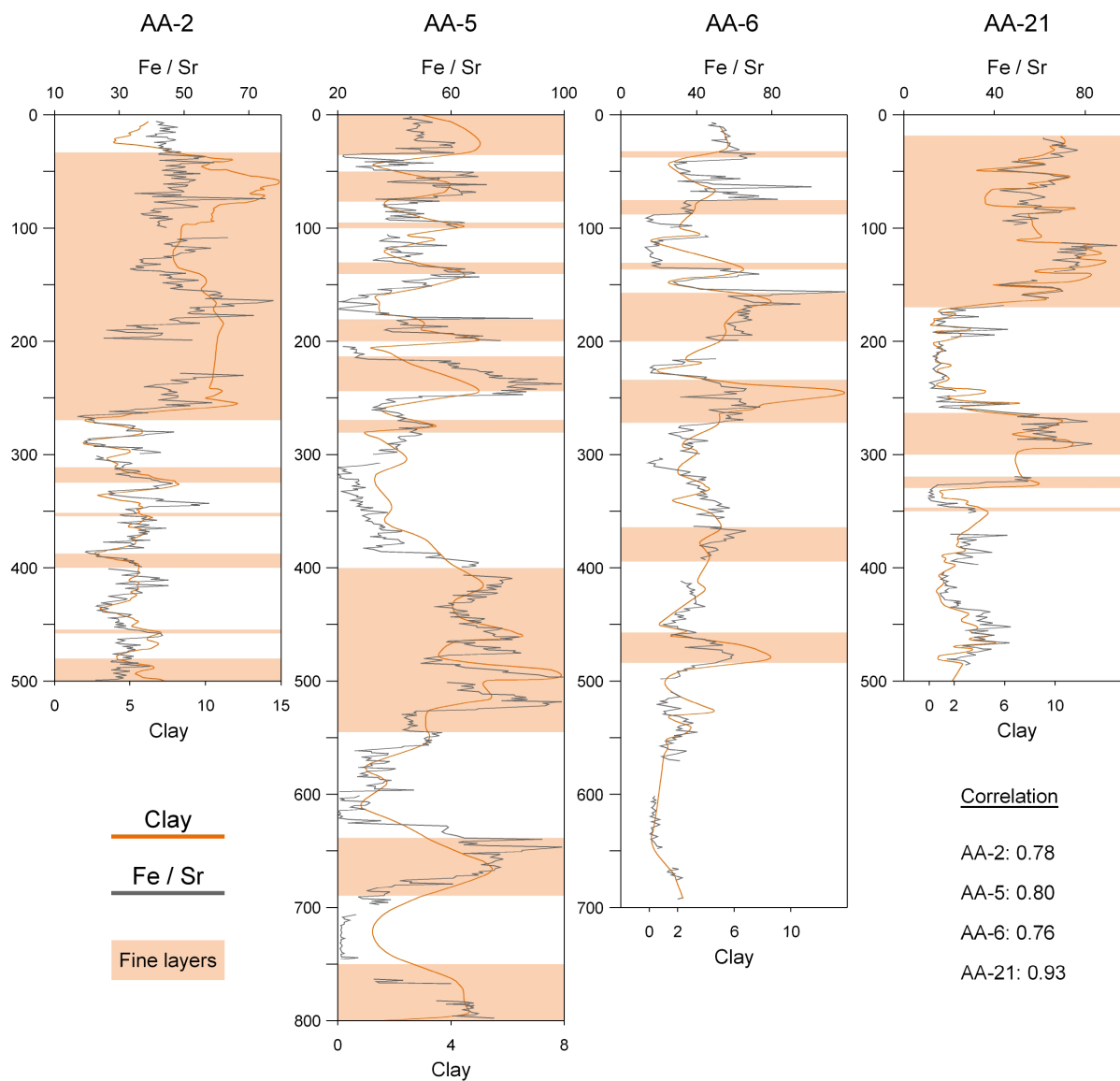


Figura 5.7. Correspondencia entre facies de finos (% de arcillas) y el ratio Fe/Sr para los sondeos AA-2, AA-5, AA-6 y AA-21. (Datos de geoquímica y granulometría de los *cores* AA-2, AA-5 y AA-6 analizados previamente por Carvalho, 2014, y Schulte *et al.*, 2015). (La falta de datos de granulometría del *core* AA-2 para el tramo 1 - 2.5 m de profundidad implica una pérdida de la señal de esta variable).

Geochemistry as a proxy for grain size

Laser diffraction grain size data vs. XRF scanner data (Cores AA-2, AA-5, AA-6 & AA-21)

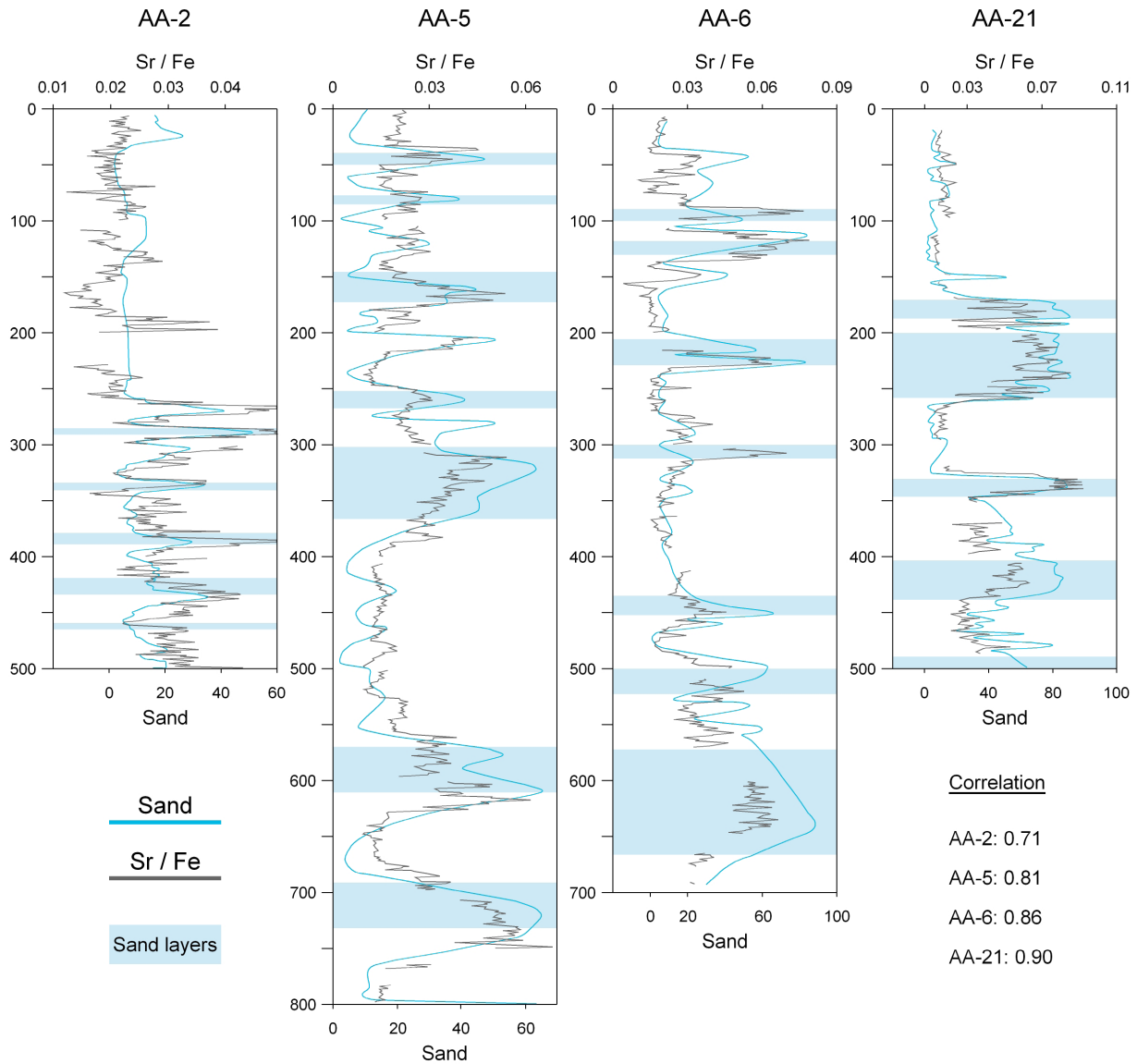


Figura 5.8. Correspondencia entre facies arenosas y el ratio Sr/Fe para los sondeos AA-2, AA-5, AA-6 y AA-21. (Datos de geoquímica y granulometría de los *cores* AA-2, AA-5 y AA-6 analizados previamente por Carvalho, 2014, y Schulte *et al.*, 2015). (La falta de datos de granulometría del *core* AA-2 para el tramo 1 - 2.5 m de profundidad implica una pérdida de la señal de esta variable).

Las relaciones establecidas entre elementos químicos, textura y contenido de materia orgánica, así como la consonancia de los indicadores con determinados niveles característicos de los ambientes sedimentarios, resultan de especial importancia para la correcta identificación de las facies, necesaria para la cuantificación y modelización realizadas en apartados posteriores. No ha sido posible realizar análisis de textura y TOC en todos los sondeos profundos que componen los perfiles litoestratigráficos, por lo que los resultados de geoquímica de los sondeos AA-41 (AP-1), AA-49 (AP-2), AA-43 (AP-3) y AA-10 (AP-5) sirven para validar y/o matizar las descripciones litoestratigráficas macroscópicas realizadas en el campo, sobre las que se sustenta el modelo de agradación presentado en capítulos posteriores.

5.5. CONCLUSIONES

El estudio de la textura y geoquímica de los registros sedimentarios de la llanura deltaica procura una serie de conclusiones tanto a nivel metodológico como a nivel de caracterización de las facies.

El análisis de la textura de facies sedimentarias fluviales proporciona información sobre la procedencia, transporte y condiciones deposicionales de las facies analizadas (Blott y Pye, 2001). El análisis de *clusters* de las distribuciones de granulometría ha probado ser efectivo para agrupar muestras según sus propiedades físicas, y, como consecuencia, para determinar las distribuciones características de las diferentes facies, asociadas a los distintos elementos morfológicos de la llanura deltaica.

Desde el punto de vista de la textura, los depósitos de depresión interdistributaria se definen por la dominancia de las fracciones de limos (especialmente medianos), complementados con altos porcentajes de arcillas. Los depósitos de *overbank* presentan varias fracciones significativas, lo que evidencia una mayor heterogeneidad en las facies que los conforman. El ambiente de *levée* se distingue por tener una fracción mayoritaria de arenas finas, en combinación con limos gruesos. Las facies de canal se caracterizan por una distribución granulométrica muy sesgada, en la que predominan las arenas medias y gruesas, con un casi nulo contenido de las fracciones más finas.

El análisis factorial de las variables de geoquímica, textura y TOC indica una estructura basada en la procedencia de los materiales (litología), la clasificación hidráulica que determina la granulometría, y los procesos postdeposicionales; en consonancia con los resultados obtenidos por Schulte *et al.* (2015) en otros sondeos de la llanura deltaica.

Con respecto a la composición química, las facies de depresión interdistributaria se asocian a altos niveles de materia orgánica, y presencia de metales y S, en capas de finos. En contraposición a los ambientes propios de las partículas gruesas, que se vinculan a elementos más resistentes como Sr y Zr, de origen siliciclástico. Los materiales de

overbank, de nuevo, presentan mayor heterogeneidad, y se relacionan con aluminosilicatos y filosilicatos, con elementos como Ti, Al, K o Si.

Los indicadores geoquímicos (cuyo punto de partida es un *core*) indican un buen funcionamiento en otros sondeos de la llanura de inundación para estimar cambios en la textura de los registros sedimentarios. Asimismo, se constata una notable concordancia entre los resultados de granulometría y las descripciones de campo realizadas. Ambos aspectos aportan un mayor grado de certidumbre a los análisis llevados a cabo en los capítulos 6 y 7, en la medida en que la cuantificación y modelización de la llanura deltaica están basadas en las reconstrucciones litoestratigráficas de los perfiles.

6

TASAS DE AGRADACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LA VARIABILIDAD SEDIMENTARIA EN LA LLANURA DELTAICA DE HASLI.

La diversidad litoestratigráfica de las reconstrucciones de cada perfil (Capítulo 4), así como la caracterización de las propiedades físicas y químicas de las facies (Capítulo 5), ponen de manifiesto la complejidad interna del proceso de agradación, controlado fundamentalmente por los fenómenos de avulsión experimentados por el canal, que determinan su posición y configuración en la llanura deltaica a lo largo del tiempo. El presente capítulo tiene por objeto establecer una cuantificación de la variabilidad sedimentaria en términos espaciales, representada por las diferentes facies y ambientes deposicionales. El análisis cuantitativo realizado se divide en dos aspectos: el estudio de las tasas de agradación registradas por los sondeos, y la descomposición volumétrica de los perfiles según las diferentes unidades.

6.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN

La conformación del complejo sedimentario de la llanura de inundación tiene su origen en la superposición de unidades, como resultado de los cambios de ambiente deposicional (Houben, 2007). La modelización cronoestratigráfica del conjunto facilita la interpretación de las relaciones existentes entre las diferentes facies, y permite cuantificar el ritmo de agradación en cada una de ellas mediante el cálculo de tasas de sedimentación.

Numerosos estudios, centrados en diversos ámbitos de acumulación aluvial, analizan las tasas de agradación a partir de la datación de niveles sedimentarios en profundidad. La cronoestratigrafía se establece por medio de diferentes métodos según trabajos, por ejemplo: dataciones por radiocarbono (e.g. Brown *et al.*, 2001; Schulte, 2002; Makaske *et al.*, 2002; Macklin y Lewin, 2003; Tanabe *et al.*, 2003; Hoffmann, 2006; Thorndycraft y Benito, 2006; Erkens *et al.*, 2006; De Moor y Verstraeten, 2008; Erkens, 2009); por luminiscencia óptica, OSL (e.g. Lang y Nolte, 1999; Schulte *et al.*, 2008; Verstraeten *et al.*, 2009; Fuchs *et al.*, 2011); por ^{137}Cs (e.g. Walling y Bradley, 1989; Walling y He, 1997; Knox, 2006), o por la combinación de ^{137}Cs y ^{210}Pb (e.g. Owens *et al.*, 1999; Schulte, 2002; Wren *et al.*, 2008); por contaminación de metales pesados (Middelkoop, 2002); o por dendrocronología de restos de árboles enterrados en la sedimentación (Friedman *et al.*, 2005). Particularmente, en llanuras deltaicas alpinas, las tasas de agradación fluvial han sido estudiadas por Schulte *et al.* (2006, 2009, 2015), Carvalho y Schulte (2013), y Carvalho (2014).

La descomposición del conjunto de los depósitos aluviales en unidades menores, con el fin de cuantificar el rol de cada una de ellas en el proceso de agradación, se basa en tres niveles de análisis, según Houben (2007): identificación de litofacies, representación de elementos de la arquitectura fluvial sedimentaria, y en los tipos de ambientes deposicionales. Textura y litoestratigrafía son criterios fundamentales para establecer esta división (Huggenberger, 1993; Houben *et al.*, 2011). Thorndycraft y Benito (2006) definen cinco ambientes sedimentarios en función de textura y medio de deposición: canales activos, asociados a facies de gravas por la migración del canal y la agradación del lecho; depósitos finos acumulados como relleno de paleocanales; materiales de llanura aluvial, finos sedimentados por desbordamiento en inundaciones; limos y arcillas, con alto

contenido orgánico, depositados en condiciones paludales; y niveles de paleoinundaciones producidos en grandes eventos. Bullinger-Weber y Gobat (2005) identifican diferentes facies en una llanura de inundación alpina en base a la textura y las características pedogenéticas observadas en sondeos, si bien no asocian estas facies con unidades morfológicas superficiales. El trabajo de Schrott *et al.* (2003), centrado en una llanura de inundación en los Alpes Bávaros, distingue la tipología de los depósitos a partir de perfiles de sondeos, por medio de la litoestratigrafía y geomorfología de la superficie; no obstante, no define una partición del material aluvial según ambientes deposicionales internos. Erkens *et al.* (2006), Gouw (2007), Erkens (2009) sí descomponen la llanura aluvial según ambientes, y cuantifican la aportación (a través de la medición de espesor y extensión) de cada uno durante el Holoceno en el delta del Rin a partir de perfiles de sondeos. Como se ha comentado en el Apartado 5.2.2, asocian cada ambiente al tipo de carga predominante, para establecer una comparación directa con las mediciones actuales de carga de fondo y en suspensión (criterio que también utiliza Hinderer, 2001, para diferenciar tipos de sedimentación a partir de datos instrumentales en llanuras de inundación alpinas). Hoffmann (2006), además de diferencias texturales y de arquitectura sedimentaria, introduce el contenido de TOC como criterio distintivo de las facies.

El comportamiento particular de los diferentes ambientes sedimentarios internos influye en la dinámica sedimentaria global de la llanura deltaica. Se pretende, mediante la caracterización de los ritmos de acumulación y de la composición por facies de dichos ambientes, analizar el proceso integral de agradación. El criterio seguido en el presente capítulo para discernir a qué ambiente deposicional (definidos en el Capítulo 5) pertenecen las diferentes unidades litoestratigráficas de los perfiles (para así calcular las tasas de agradación y volúmenes correspondientes) se basa en los análisis expuestos en los capítulos previos. La reconstrucción de la litoestratigrafía a partir de las descripciones macroscópicas permite establecer una primera división según facies. El modelo cronoestratigráfico del perfil sitúa cada una de estas facies en su contexto cronológico; y fija la posición del canal, que tiene especial relevancia, pues su localización y tipología determina el grado de interconexión de los ambientes deposicionales (Bridge y Leeder, 1979; Asselman y Middelkoop, 1995; Stouthamer, 2001). Mediante el análisis de la morfología superficial de la llanura aluvial se identifican las formas de la arquitectura aluvial, que determinan un tipo de depósito característico (Miall, 1985, 1996). A través del análisis de textura, geoquímica y TOC (Capítulo 5) se han establecido las propiedades de cada uno de los ambientes, así como la vinculación entre granulometría y composición química de las diferentes unidades. La agrupación en *clusters* según su distribución textural ha mostrado una alta correspondencia con las descripciones macroscópicas de los sondeos, por lo que se considera que las reconstrucciones litoestratigráficas constituyen una buena aproximación a esta variable.

La puesta en práctica de este criterio de descomposición de los perfiles supone el análisis individualizado de cada unidad en función de los parámetros mencionados. La asignación

de un ambiente deposicional concreto resulta más sencilla para los depósitos superficiales, pues los elementos de la arquitectura fluvial y la topografía de la llanura deltaica aportan datos definitorios. En el caso de las facies más profundas, la cronoestratigrafía y la posición del canal, en combinación con la textura dominante (se cuenta también con los análisis de geoquímica y TOC), permite determinar el ambiente deposicional más plausible. De acuerdo con Houben (2007), los perfiles verticales (sondeos) otorgan información sobre la litoestratigrafía de los distintos niveles, por lo que la geometría de las unidades debe ser inferida. Para ello es preciso contar con una cantidad significativa de sondeos sucesivos, cuya separación sea adecuada, para establecer una aproximación precisa de los límites de las unidades adyacentes. De este modo, el análisis presentado a continuación se ocupa del material acumulado en las secciones hasta 2 m de profundidad, pues se puede contar con más de 25 sondeos en cada una de ellas¹.

Los resultados obtenidos hacen referencia al material almacenado representado en los perfiles, pues no es posible establecer un control preciso sobre el material sedimentado en la llanura aluvial y posteriormente evacuado por procesos erosivos. Una vez depositado, el material fluvial tiene un determinado “potencial de preservación” (Erkens, 2009). La posibilidad de que una unidad sedimentaria (o parte de ella) sea preservada depende, en primer lugar, de la proximidad del ambiente deposicional a un agente erosivo (por ejemplo, el canal). Pero también de las tasas de incisión/agradación (variables en tiempo y espacio); de la tipología y migraciones laterales del canal; y de la extensión y geometría de la llanura de inundación (que determina la distancia a la que los materiales pueden ser depositados de los canales erosivos) (Lewin y Macklin, 2003). Como se ha expuesto previamente, el canal del Aare ha mostrado en época histórica una notable movilidad lateral, y cambios puntuales en su tipología (meandriforme a *braided*). Por otro lado, la geometría de la llanura deltaica está determinada por el confinamiento a que está sometida por las vertientes del antiguo valle de sobreexcavación glacial. Ambos factores sugieren que los procesos (o fases) erosivos han podido tener un papel relevante en la disposición litoestratigráfica observada en los perfiles.

6.2. TASAS DE AGRADACIÓN

Las tasas de agradación presentadas a continuación reproducen el crecimiento vertical neto de la superficie de la llanura. Puesto que el material almacenado en la llanura deltaica ha sido depositado de manera irregular (inconstante en tiempo y en espacio), el estudio de estas tasas permite cuantificar la magnitud y dimensión del proceso de acumulación en cada ambiente sedimentario; así como establecer las tendencias longitudinal (del ápice hacia la desembocadura) y lateral de los mismos en cada sección del valle.

¹ En el apartado 6.3 se expone un ejemplo gráfico de la división por ambientes deposicionales.

El modelo cronológico de cada sondeo está formado por varios tramos con diferentes ritmos de acumulación dentro del mismo. El número de puntos de datación (ya sea por datación directa de una muestra orgánica, o derivado de la asociación lateral de facies de otro sondeo datado, o por datación mediante fuentes históricas) determina otros tantos tramos con su correspondiente tasa de agradación propia. El método empleado consiste en calcular todas las tasas de agradación de los sondeos que conforman un perfil, para, analizadas en su conjunto, establecer el ritmo de acumulación registrado en cada sección. El análisis se realiza mediante tres enfoques: una visión general comparativa de los cuatro perfiles; la partición por ambientes sedimentarios de cada uno de ellos; y una aproximación a la relación existente entre la proximidad al canal de cada ambiente y la tasa de agradación resultante.

6.2.1. TASAS DE AGRADACIÓN EN LOS PERFILES AP-1, AP-2, AP-3 Y AP-5: COMPARATIVA

Los modelos cronológicos expuestos en el Capítulo 4, así como el modelo de sedimentación del valle Hasli de Carvalho (2014), reflejan el efecto cuña observado en las capas de material: más gruesas en el ápice y adelgazando hacia la desembocadura. Este efecto tiene su traducción en las tasas de agradación de los perfiles, como se expone a continuación. Para comparar la tasa promedio de agradación en cada perfil se ha calculado la media ponderada de cada uno de ellos. El perfil está compuesto por un conjunto de tasas de agradación que representan diferentes tramos de los sondeos. Cada tramo de sondeo tiene una longitud diferente, por lo que la tasa media ponderada de agradación se calcula en función de dicha longitud, con el fin de obtener una visión más ajustada a la realidad del ritmo de acumulación total. Cuanto mayor es el tramo (más cantidad de material depositado a un ritmo definido por su tasa de agradación), mayor peso tiene en el cálculo de la media total del perfil².

La Figura 6.1 muestra las tasas medias de agradación de los cuatro perfiles. Se observa un descenso en el sentido del flujo del Aare (AP-3: 3.76 mm/año; AP-2: 2.98 mm/año; AP-1: 2.70 mm/año). El perfil AP-5, situado en la desembocadura, arroja la tasa más elevada, debido a la presencia de facies de frente deltaico, cuya tasa de sedimentación es de 10.47 mm/año³. La presencia de este tipo de depósitos incrementa el valor de la tasa de agradación media en el perfil. No obstante, si se elimina esta facies del cálculo (únicamente se tienen en cuenta las facies de llanura deltaica), la tasa resultante es 4.01 mm/año, que también es superior a la obtenida en los restantes perfiles. El motivo se encuentra en la dinámica particular del frente deltaico. La pérdida repentina de capacidad

² Ejemplo: en un supuesto sondeo definido por dos tramos, la tasa de agradación desde la superficie (0 cm) hasta 50 cm de profundidad es 1 mm/año. La tasa de agradación desde 50 cm hasta 200 cm de profundidad es 5 mm/año. La tasa media de agradación sería 2.5 mm/año (2000 mm/800 años). La media ponderada considera 50 cm a 1 mm/año y 150 cm a 5 mm/año, por lo que el resultado es 4 mm/año. De este modo se obtiene una tasa media de agradación en el sondeo cuya representatividad es mayor, puesto que la mayor parte de los sedimentos han sido depositados a un ritmo superior.

³ Modelo cronológico del sondeo AA-10 (Schulte *et al.*, 2015).

de transporte del río al afluir al lago Brienz provoca una sedimentación rápida de toda la carga acarreada.

La dispersión de los datos es muy superior en el perfil AP-5 (Figura 6.1), como también pone de manifiesto el rango (9.76; Tabla 6.1) de la distribución (por la elevada tasa de los depósitos de frente). Los perfiles AP-1, AP-2 y AP-3 arrojan dispersiones similares (rango: 4.19, 4.33 y 5.54, respectivamente). El coeficiente de variación, que expresa la relación entre la media y la variabilidad (desviación típica en porcentaje), es significativamente menor en el perfil AP-2: 39%, por coeficientes entre 54% y 60% para los otros perfiles. El estrangulamiento de la llanura de inundación, producido por los depósitos del deslizamiento de Bitschi, merma la anchura de la sección. Así, las potenciales diferencias entre tasas de agradación derivadas de la proximidad/lejanía al canal se reducen, debido al menor margen de alejamiento de las aguas de inundación.

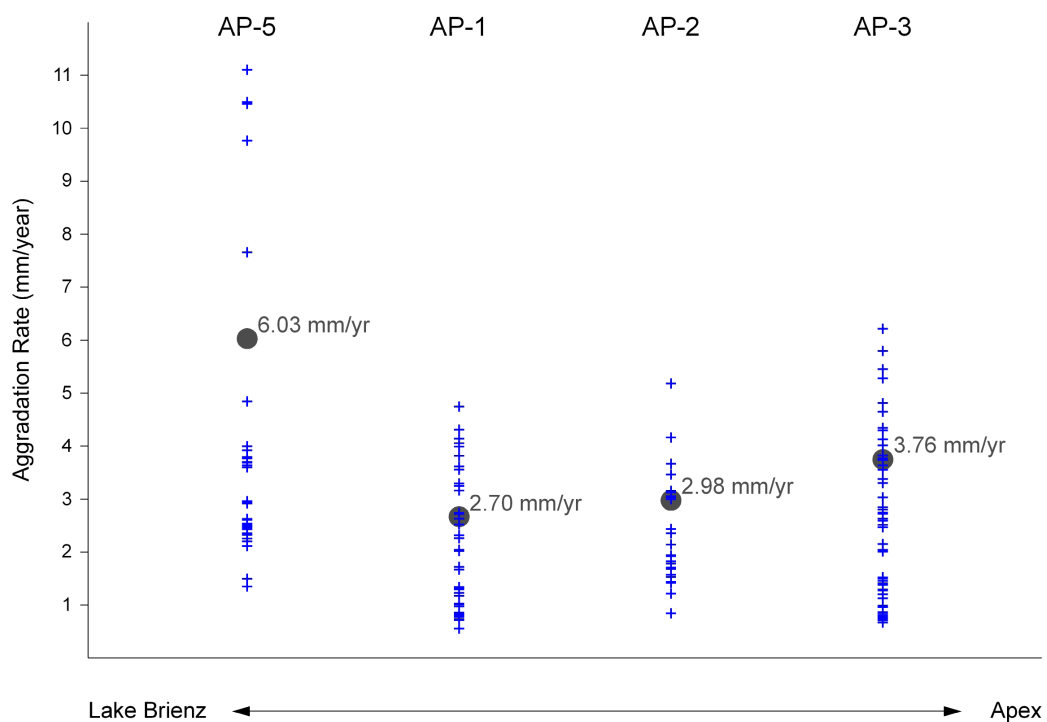


Figura 6.1. Dispersión de las tasas de agradación en los perfiles AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5 (representada por las marcas azules: tasas de los sondeos que componen el perfil). El punto simboliza la tasa de agradación media en cada uno de ellos (media ponderada: explicación en el texto).

La tendencia longitudinal decreciente de la tasa de agradación media observada en los perfiles AP-3, AP-2 y AP-1 está dirigida por el valor de las máximas. Las tasas de agradación mínimas son semejantes en los tres casos (AP-3: 0.68 mm/año; AP-2: 0.85 mm/año; AP-1: 0.56 mm/año) (Tabla 6.1). El descenso importante, que determina la caída de la media,

se produce en las tasas de agradación máxima. El perfil AP-3, con varios canales activos en época reciente, registra una tasa máxima de 6.22 mm/año. La tasa de agradación superior en el perfil AP-1 se sitúa en 4.75 mm/año. Consecuentemente, el rango de las distribuciones también disminuye desde el ápice hacia la desembocadura. El modelo de sedimentación de las llanuras deltaicas de Aare y Lüttschine realizado por Carvalho y Schulte (2013) y Carvalho (2014) muestra, igualmente, una tendencia descendente de la tasa de sedimentación. Mediante el ajuste de la recta de regresión en los gráficos de dispersión que relacionan tasa de agradación y distancia al lago Brienz en estos trabajos se obtiene el valor de dicha disminución. En el caso del delta del Lüttschine, la tasa cae a razón de 0.6 mm/año por km. El modelo de Catvalho (2014) para la llanura deltaica del Aare produce un decremento de 0.3 mm/año por km. La tendencia negativa resultante de los perfiles AP-3, AP-2 y AP-1 en el presente estudio se cifra en 0.2 mm/año por km.

Tabla 6.1. Estadísticos fundamentales de la distribución de las tasas de agradación en los perfiles AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5. (Nótese que el elevado valor de promedio y máximo del perfil AP-5 se explican por la inclusión de las tasas de frente deltaico).

	AP-5	AP-1	AP-2	AP-3
Promedio ponderado	6,03	2,70	2,98	3,76
Coficiente de variación (%)	59,74	54,65	39,00	57,28
Mínimo	1,35	0,56	0,85	0,68
Máximo	11,11	4,75	5,18	6,22
Rango	9,76	4,19	4,33	5,54
Sesgo Estandarizado	0,23	0,52	-0,66	0,82
Curtosis Estandarizada	-2,79	-1,78	-2,21	-1,76

Sesgo y curtosis (Tabla 6.1) indican el tipo de distribución de probabilidad de las tasas de cada perfil. La asimetría positiva (sesgo positivo) indicaría una mayor concentración de valores bajos, por un menor número de valores altos, más alejados de la media. En el caso de los perfiles AP-1, AP-3 y AP-5 el sesgo es positivo, debido a la mayor frecuencia de tasas de agradación baja. La asimetría en sus distribuciones se debe a la presencia de un número reducido de tasas de agradación elevadas, que corresponden a las facies de canal, donde la agradación es superior, pero que suponen un hecho puntual en las secciones. No obstante, cabe señalar que valores de sesgo menores de 2 no descartan una distribución gaussiana, por lo que la asimetría en todos los casos es muy leve. En el caso del perfil AP-2, con sesgo negativo, la mayor parte de los valores de las tasas de agradación se sitúa por encima de la media. El número de sondeos (tramos) con valores bajos de agradación se atribuye al área de depresión interdistributaria, de escasa extensión. La curtosis, negativa en los cuatro casos, indica una baja concentración de valores cercanos a la media. Las tasas

de agradación obtenidas en los cuatro perfiles, por lo tanto, se reparten a lo largo de su rango de dispersión, no encontrando una alta frecuencia de valores centrales.

6.2.2. TASAS DE AGRADACIÓN SEGÚN AMBIENTES SEDIMENTARIOS: COMPARATIVA

Los ambientes sedimentarios definidos anteriormente presentan un comportamiento dispar respecto a las tasas de agradación. Las distintas fracciones por las que están compuestos, así como la relación con la fuente (canal), definen el crecimiento en cada ámbito de la sección. Cada tramo de los sondeos, con su correspondiente tasa, ha sido incluido en un ambiente sedimentario, lo que permite su caracterización y posterior comparación.

El perfil AP-1 presenta las tasas más elevadas en las facies de canal (promedio: 3.70 mm/año) y *levée* (promedio: 3.55 mm/año) (Figura 6.2, Tabla 6.2). El crecimiento más bajo del perfil es el registrado por los depósitos de *overbank* (promedio: 1.69 mm/año). La distribución de las tasas en el ámbito de canal sugiere dos grupos: las tasas más elevadas corresponden al canal de mayores dimensiones, situado en la mitad S del perfil; mientras que las más bajas se encuentran en el canal adosado a la vertiente N (representado en la cartografía). Los depósitos de *levée* responden de manera semejante. Las tasas mayores (máximo: 4.32 mm/año) se producen en los diques del meandro del canal principal. El material de *levée* asociado al canal secundario del N se deposita a menor ritmo (le corresponden las tasas más bajas de este ambiente; mínimo: 2.26 mm/año). El ambiente de *overbank* presenta una gran dispersión, y el mayor coeficiente de variación del perfil (65.1%). La variabilidad de las tasas en este ambiente se debe a la mecánica de deposición en eventos de crecida (pérdida de capacidad de transporte con descenso de la velocidad del flujo; tasa mínima: 0.56 mm/año; tasa máxima: 3.83 mm/año). Finalmente, el área de depresión interdistributaria, en la cual encontramos varios niveles de turba, envueltos en capas de finos ricos en materia orgánica, ofrece una tasa media de agradación de 1.98 mm/año. El extenso desarrollo de este tipo de depósitos, por encontrarse el perfil AP-1 en el sector distal del delta, produce un crecimiento importante de los mismos, con tasas máximas de 3.25 mm/año.

La tasa de agradación media de canal en el perfil AP-2 es también la más elevada del perfil⁴ (4.18 mm/año) (Figura 6.2, Tabla 6.2). El ritmo de crecimiento en los restantes ambientes sedimentarios se sitúa muy por debajo: *levée*, 2.66 mm/año; *overbank*, 2.17 mm/año; y depresión interdistributaria, 1.59 mm/año. La tasa máxima en el ámbito de canal (5.18 mm/año) se registra en los depósitos correspondientes a la configuración natural más reciente (previa a la canalización) del curso, adosado a la vertiente N. Los valores mínimos de agradación en facies de canal (3.47 mm/año) se atribuyen al sistema

⁴ Cabe tener en cuenta que dentro de los canales se producen frecuentemente procesos de *cut and fill*, por lo que las edades resultantes de los modelos cronológicos pueden ser demasiado jóvenes, produciendo altas tasas de agradación (Schulte *et al.*, 2009)

braided desarrollado en el sector central del perfil. Al igual que sucede en el perfil AP-1, el ambiente de *levée* responde de forma similar. La acumulación más rápida se produce en los diques del canal principal (tasa máxima: 3.67 mm/año). La dispersión de la tasa de agradación de los depósitos de *overbank* es significativamente menor que en el caso del perfil AP-1 (coeficiente de variación: 27.7%), debido al estrechamiento de la sección de la llanura deltaica. Por el mismo motivo, las tasas de agradación en el área de depresión interdistributaria presentan una gran concentración (rango: 0.71).

El ámbito de canal en el perfil AP-3 registra la tasa media de agradación más alta (4.67 mm/año), con una máxima de 6.22 mm/año, observada en el complejo de paleocanales situado en la mitad S del perfil. Las tasas descienden en los ámbitos restantes: *levée*, 3.34 mm/año; *overbank*, 2.38 mm/año; y depresión interdistributaria, 1.04 mm/año (Figura 6.2, Tabla 6.2). La dispersión de las tasas de *levée* también es elevada (tasa máxima: 5.46 mm/año; tasa mínima: 2.01 mm/año), debido a la existencia de dos configuraciones diferentes del canal (N y S) en distintas épocas. Las tasas de los depósitos de *overbank*, como sucede en el perfil AP-1, presentan una alta variabilidad (coeficiente de variación: 57.2%), por la extensión de la sección y el desequilibrio topográfico de la superficie de la misma, que determina la existencia de dos ambientes diferenciados: uno, sobreelevado por la acreción vertical en el área del canal; y otro, deprimido, que acoge el ámbito de depresión interdistributaria. Esta estructura permite el desarrollo de turbas y horizontes orgánicos, cuyas tasas de agradación son las menores de las analizadas (tasa mínima: 0.66 mm/año; tasa máxima: 1.46 mm/año).

El perfil AP-5, definido por la transición entre frente y llanura deltaica, fija la mayor tasa de agradación fluvial observada en la llanura de inundación. Las facies de canal que forman la superficie culminante del lóbulo de progradación sobre el lago presentan una tasa media de 6.55 mm/año, con máximas de 11.11 mm/año⁵ (Figura 6.2, Tabla 6.2). La sedimentación de la carga de fondo transportada por el Aare hasta el frente del delta motiva este elevado ritmo. Los *levées*, como sucede en los casos anteriores, responden de manera análoga, si bien se observan dos grupos contrastados de tasas. Las tasas máximas del ambiente de *levée* (9.77 mm/año) se registran como consecuencia del canal que desemboca en el N de la sección. El mínimo (1.50 mm/año) se produce en los diques del pequeño paleocanal situado en el extremo S, que funciona como canal secundario en la época más reciente. Los sedimentos de *overbank* se depositan prácticamente a lo largo de toda la sección, sobre las facies de frente deltaico. La tasa de agradación media es superior a la observada en los otros tres perfiles (3.05 mm/año). La depresión interdistributaria, apenas desarrollada, presenta una tasa media de 2.72 mm/año.

⁵ La elevada cuantía de estas tasas está influida por la dinámica sedimentaria reciente del frente deltaico. El efecto *bypass* provocado por la canalización del curso (Carvalho, 2014) y la predominancia de la carga de fondo como resultado de la construcción de presas en cabecera (Anselmetti, *et al.*, 2007) genera una rápida sedimentación de materiales gruesos en la desembocadura.

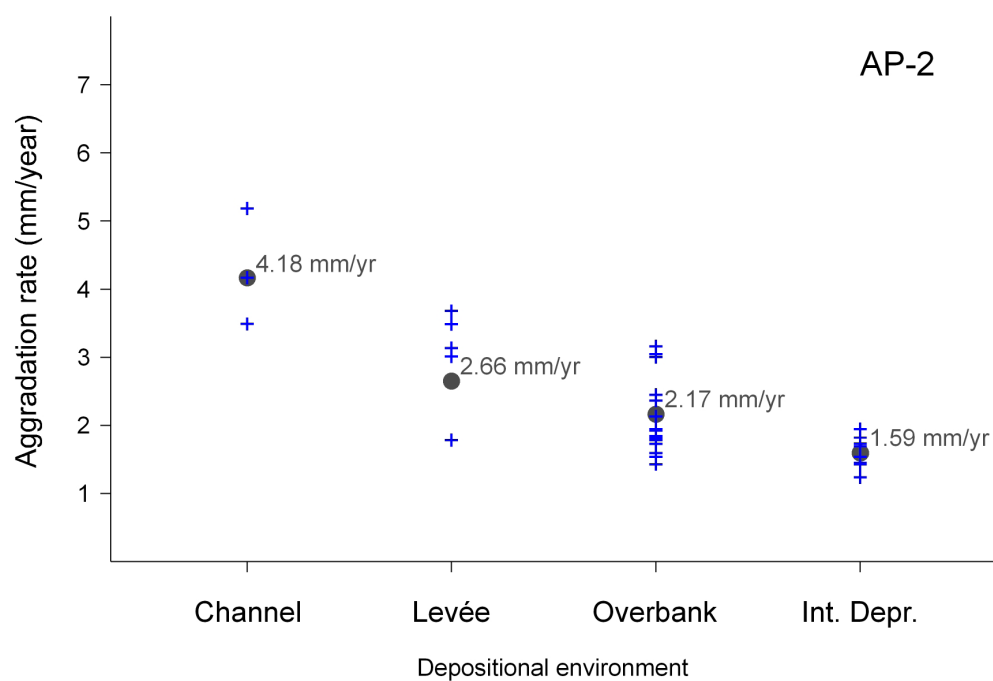
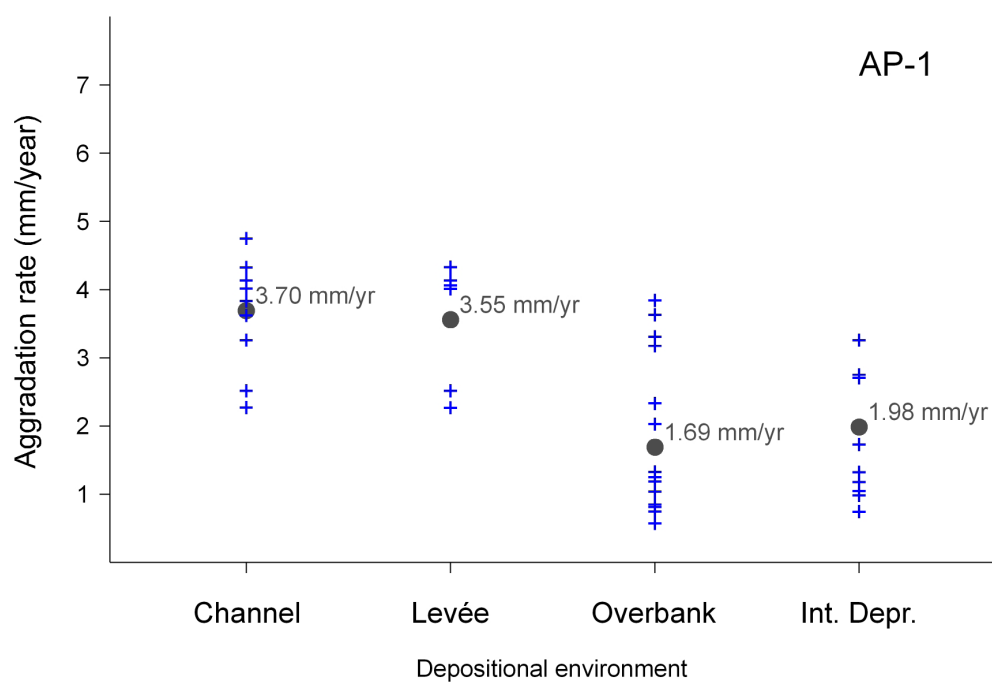


Figura 6.2. Tasas de agradación por ambientes sedimentarios en los perfiles AP-1, AP-2, AP-3 y AP-5.

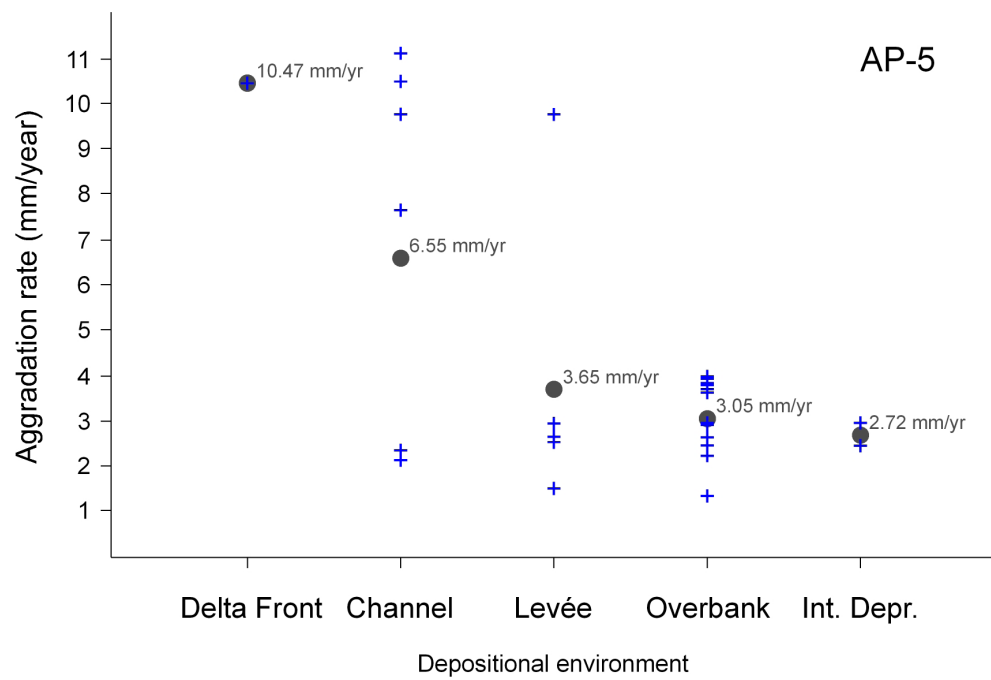
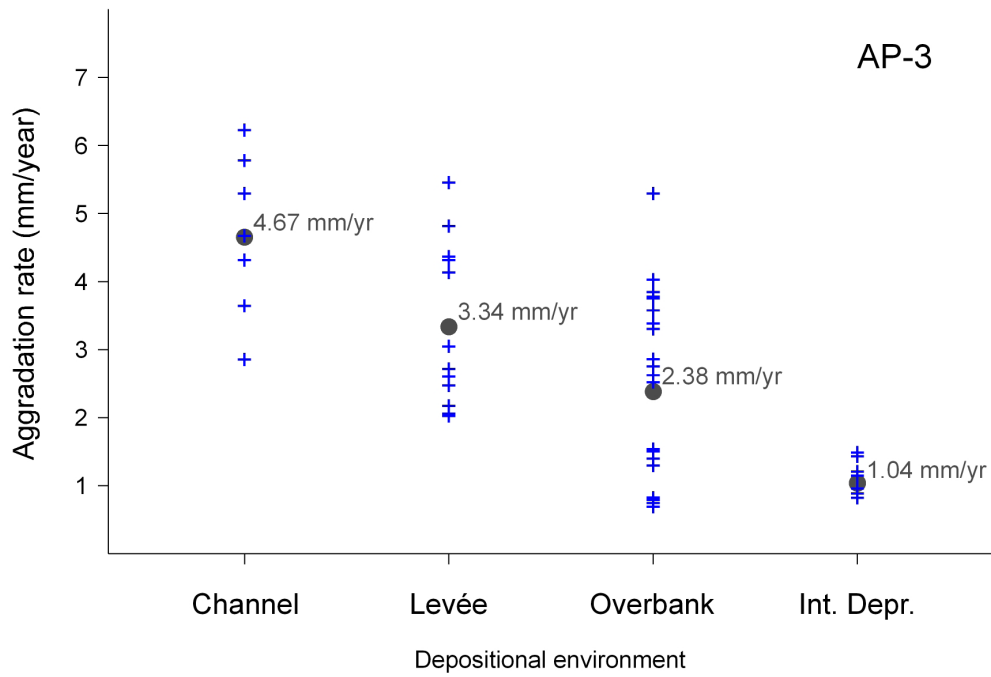


Figura 6.2. (continuación).

Tabla 6.2. Tasas de agradación por ambiente sedimentario. Resumen de estadísticos fundamentales.

AP-1

	Promedio	Coef. Variación	Mínimo	Máximo	Rango	Sesgo Estd.	Curtosis Estd.
Canal	3,70	20,3%	2,26	4,75	2,49	-1,22	0,18
<i>Levé</i>	3,55	23,3%	2,26	4,32	2,06	-1,05	-0,53
<i>Overbank</i>	1,69	65,1%	0,56	3,83	3,27	1,62	-0,48
Depresión Int.	1,98	45,7%	0,72	3,25	2,53	-0,14	-1,35

AP-2

	Promedio	Coef. Variación	Mínimo	Máximo	Rango	Sesgo Estd.	Curtosis Estd.
Canal	4,18	7,3%	3,47	5,18	1,71	2,64	7,72
<i>Levé</i>	2,66	32,0%	1,78	3,67	1,89	-0,13	-1,31
<i>Overbank</i>	2,17	27,7%	1,42	3,16	1,74	1,03	-0,91
Depresión Int.	1,59	14,5%	1,22	1,93	0,71	-0,17	-0,33

AP-3

	Promedio	Coef. Variación	Mínimo	Máximo	Rango	Sesgo Estd.	Curtosis Estd.
Canal	4,67	19,8%	2,85	6,22	3,37	-0,36	0,50
<i>Levé</i>	3,34	36,0%	2,01	5,46	3,45	0,67	-0,92
<i>Overbank</i>	2,38	57,2%	0,68	5,28	4,60	0,56	-0,96
Depresión Int.	1,04	22,1%	0,80	1,46	0,66	1,17	-0,32

AP-5

	Promedio	Coef. Variación	Mínimo	Máximo	Rango	Sesgo Estd.	Curtosis Estd.
Frente delta	10,47	0,0%	10,47	10,47	0,00		
Canal	6,55	63,3%	2,12	11,11	8,99	-0,16	-1,38
<i>Levé</i>	3,65	83,1%	1,50	9,77	8,27	2,30	2,74
<i>Overbank</i>	3,05	25,6%	1,35	4,00	2,65	-0,85	-0,56
Depresión Int.	2,72	13,3%	2,46	2,97	0,51		

La Figura 6.3 compara las tasas de agradación por ambiente sedimentario de los cuatro perfiles. Así, es posible determinar la tendencia longitudinal del ritmo de acumulación en los cuatro ámbitos definidos. Las tasas medias de las facies de canal experimentan un marcado descenso desde el perfil AP-3 (4.67 mm/año) hasta el AP-1 (3.70 mm/año). Mayor proximidad al ápice implica mayor sedimentación de las fracciones más gruesas (carga de fondo). Las tasas registradas por el ambiente de *levée* dependen en gran medida de la tipología y dimensiones del canal en cada sección del valle. La tasa media superior se observa en el meandro del paleocanal del perfil AP-1 (3.55 mm/año), por encima de las

tasas del AP-3 (3.34 mm/año), debido al gran desarrollo de los *levées* en este sector. Si bien la tasa máxima en *levée* se produce en el AP-3 (5.46 mm/año).

Los depósitos de *overbank* muestran elevadas dispersiones, con un ligero descenso desde aguas arriba. El perfil AP-3 posee la tasa media más alta de los tres (2.38 mm/año), así como la máxima en este ambiente (5.28 mm/año). La incidencia de los eventos de desbordamiento es menor en las secciones distales del delta.

La tasa media correspondiente a la depresión interdistributaria sigue la tendencia longitudinal opuesta: asciende desde el ápice hacia el frente (Figura 6.3). Las tasas medias más elevadas se dan en los perfiles AP-1 (1.98 mm/año) y AP-5 (2.72 mm/año). La tasa máxima en este ambiente también se produce en el AP-1 (3.25 mm/año), debido a las condiciones favorables para su desarrollo (sector distal de la llanura; menor actividad de canales).

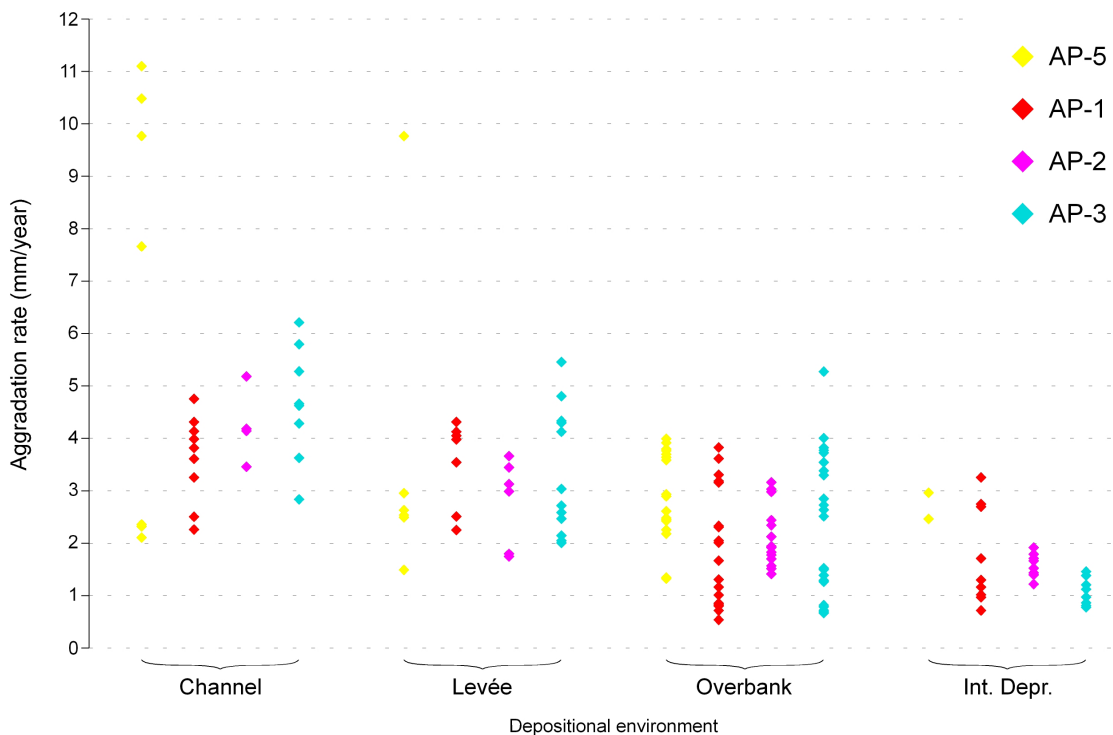


Figura 6.3. Comparativa entre tasas de agradación por ambiente sedimentario.

6.2.3. RELACIÓN ENTRE TASA DE AGRADACIÓN Y PROXIMIDAD AL CANAL

En este apartado se expone una aproximación a la relación existente entre tasa de agradación y distancia al canal. En el perfil, se mide la distancia de los sondeos al canal. Como se ha visto en la reconstrucción del proceso histórico de agradación (Capítulo 4), el canal cambia de posición en la llanura a lo largo del tiempo. Su localización y configuración condiciona el emplazamiento y desarrollo de los ambientes deposicionales (Gouw, 2007).

Los sondeos están divididos en tramos (con sus correspondientes tasas de agradación propias) en función de sus modelos cronológicos. En múltiples ocasiones, cada uno de los tramos está asociado a una posición del canal en el perfil, lo que se tiene en cuenta para asignar a cada tasa de agradación una distancia al canal. Así, se construye un gráfico de dispersión con las tasas de los cuatro perfiles, agrupadas por ambientes sedimentarios y la distancia a la que se encuentran los sondeos de los que resultan dichas tasas (Figura 6.4).

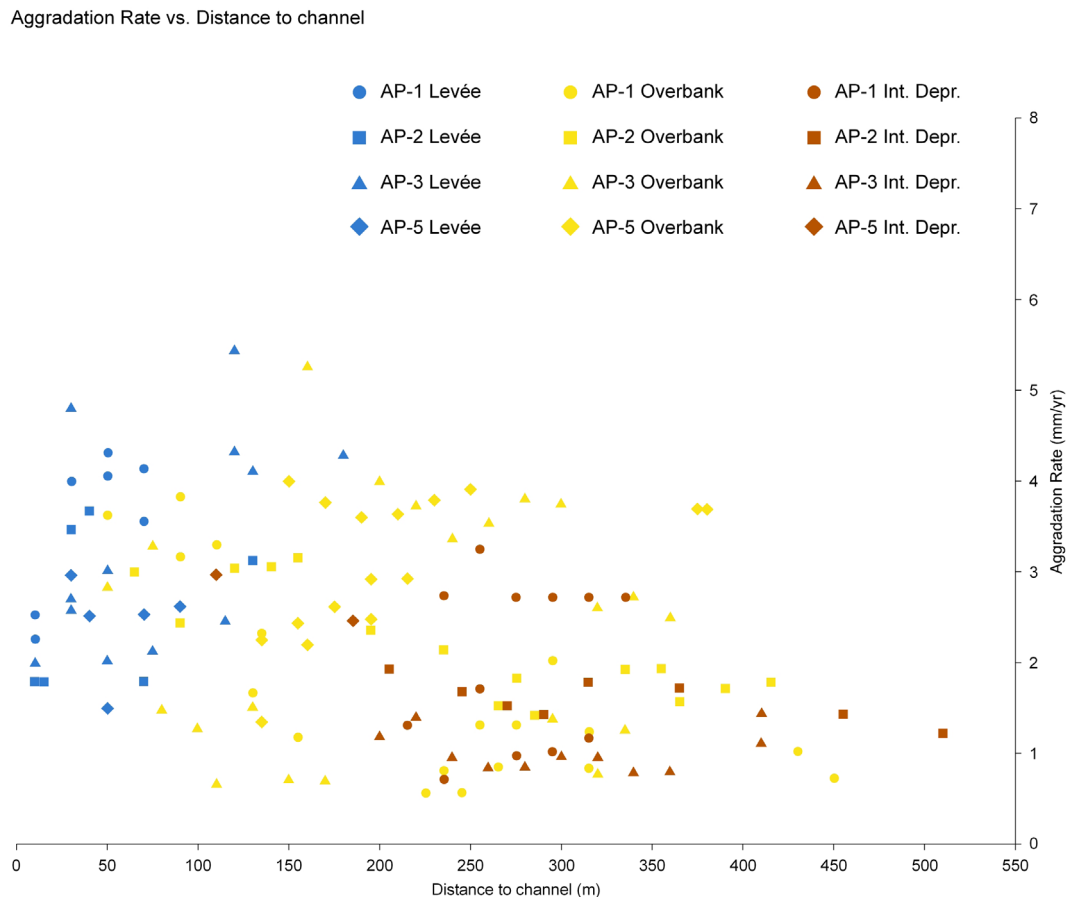


Figura 6.4. Relación entre tasas de agradación por ambiente sedimentario y distancia al canal.

El método plantea una limitación conceptual, pues se está teniendo en cuenta únicamente las dos dimensiones definidas por los perfiles (anchura y profundidad). La llanura de inundación no es 2D, sino que las inundaciones que se extienden sobre ella pueden provenir de puntos aguas arriba (la rotura de los *levées* se produce en un punto anterior del canal y se extiende debido a la pendiente propia de la llanura deltaica). En el gráfico de dispersión, cuyos datos provienen de los perfiles, sólo se puede medir la distancia perpendicular de cada facies al canal (siguiendo el perfil), pero el material que las compone no proviene de una teórica inundación que se expande en perpendicular desde el canal, sino que su origen se encuentra aguas arriba. El gráfico representa, por tanto, la agradación que se

produce en un plano que cortaría verticalmente la llanura deltaica, con la consiguiente simplificación del proceso que esto supone.

Desde un punto de vista general, se aprecia una tendencia decreciente de la tasa de agradación cuando se incrementa la lejanía del canal, en consonancia con lo expresado, por ejemplo, por Asselman y Middelkoop (1995) y Törnqvist y Bridge (2002). El ambiente de *levée* da como resultado una aparente tendencia positiva de la tasa de agradación con el aumento de la distancia, si bien existe una importante dispersión de sus datos, por lo que el coeficiente de ajuste de sus datos a una recta de regresión es muy bajo. Este incremento puede producirse como resultado de los procesos de erosión en los márgenes del canal, cuya afección es más relevante en el sector proximal de los *levées*. El sector distal de los mismos, menos afectado, arrojaría un balance erosión-sedimentación favorable a esta última, y, por tanto, tasas de agradación mayores (Bridge y Leeder, 1979). Los depósitos de *overbank* muestran un descenso más evidente de sus valores de agradación a medida que se alejan de los canales, vinculado a la topografía y los mecanismos de transporte de la carga (Asselman y Middelkoop, 1995). Los resultados correspondientes a la depresión interdistributaria no presentan una tendencia clara. Si bien la magnitud de las inundaciones juega un papel primordial en la aportación de material en este ambiente, los depósitos frecuentemente son fruto de procesos de decantación en condiciones paludales, lo que supone que la distancia al canal puede tener una relevancia menor.

6.3. CUANTIFICACIÓN DE LA VARIABILIDAD SEDIMENTARIA

En este apartado se expone un análisis cuantitativo de la variabilidad sedimentaria de las secciones. Se ha cuantificado su composición en función del volumen, masa y densidad aparente (*bulk density*) del material de cada una de las facies (y ambientes sedimentarios) que las forman. Finalmente, se realiza una estimación de estos parámetros para el total de la llanura deltaica en base a los resultados obtenidos para los cuatro perfiles analizados.

La cuantificación de la composición de cada uno de los perfiles está basada en la reconstrucción litoestratigráfica elaborada mediante las descripciones de campo de los sondeos. El método empleado para el cálculo del volumen se representa en el ejemplo de la Figura 6.5, cuyas especificaciones son las siguientes:

- Se asume una anchura del perfil de 1 m.
- El perfil tiene una profundidad de 2 m. La información litoestratigráfica de los sondeos cortos proporciona una alta resolución (tanto en profundidad como lateral) de la variabilidad sedimentaria en los dos primeros metros subsuperficiales, que no es alcanzable a mayor profundidad (únicamente se cuenta con dos sondeos largos por perfil).

- Se ha eliminado la porción correspondiente a los diques y el canal artificiales de la canalización del Aare.
- El perfil se ha dividido mediante una malla que genera celdas de 1 m^3 (dimensiones: 1 m de largo x 10 m de ancho x 0.1 m de profundidad)⁶.
- De este modo, el perfil se ha convertido en un poliedro irregular⁷, cuyo techo y base están determinados por la superficie topográfica de la llanura deltaica. La base alcanza 2 m de profundidad en cada columna en función de la cota de la superficie.
- A cada celda se le asigna un tipo de facies, en función de la reconstrucción litoestratigráfica del perfil expuesta en el Capítulo 4 (turba, horizonte orgánico, arcilla, limo, arena fina, arena gruesa, grava, coluvial). El conteo de celdas pertenecientes a una misma clase permite cuantificar la aportación de cada facies al total del perfil.

La Figura 6.5 muestra la representación gráfica del criterio expuesto previamente para descomponer el conjunto de los depósitos en ambientes deposicionales, atendiendo a la topografía, elementos de la arquitectura fluvial, litoestratigrafía, en combinación con los modelos cronoestratigráficos.

Facies volume calculation

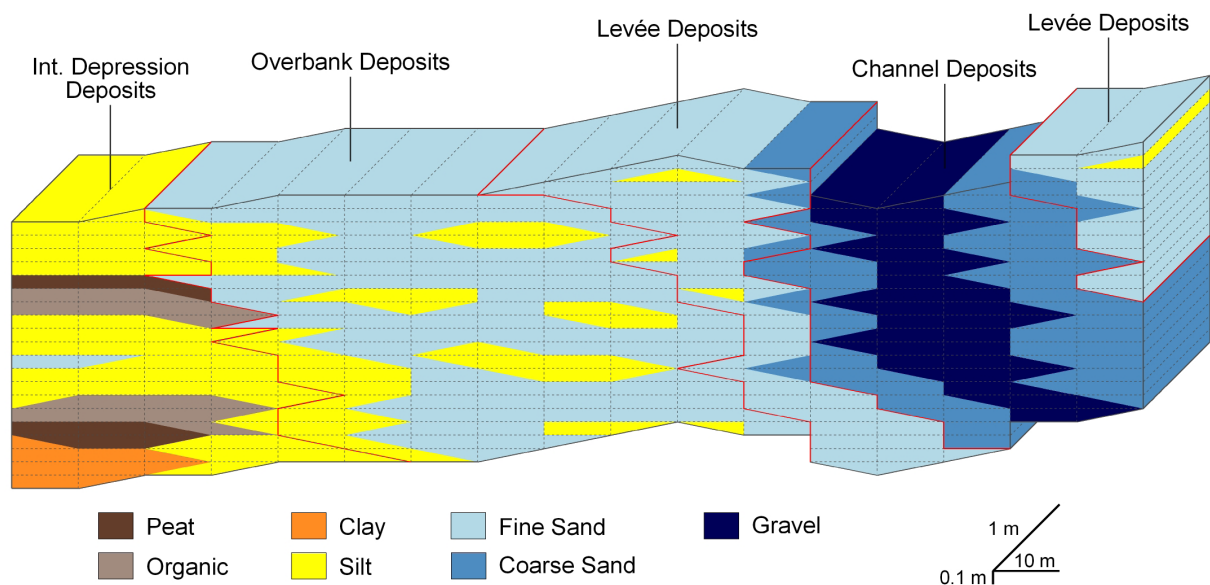


Figura 6.5. Esquema idealizado de una sección tipo para el cálculo de volúmenes por facies y ambientes deposicionales.

⁶ Se trabaja con una resolución máxima en los cálculos de 0.5 m^3 .

⁷ Erkens *et al.* (2006) y Erkens (2009) transforman la acumulación holocena del delta del Rin-Mosa en un prisma. De igual modo, De Moor y Verstraeten (2008) simplifican las secciones del valle del río Geul por medio de polígonos para realizar los cálculos de volumen y masa.

El cálculo de la masa que representa cada facies depende de su densidad aparente (Brown *et al.*, 2009). Multiplicando el volumen por el coeficiente de densidad de cada tipo de facies se obtiene la masa de cada unidad. La tabla 6.3 recoge las densidades aparentes utilizadas en el presente estudio. Se trata de una combinación de varias clasificaciones.

Erkens (2009) realiza un estudio exhaustivo de la densidad aparente de las diferentes facies existentes en el delta del Rin-Mosa (Países Bajos). Los resultados expuestos en su trabajo ofrecen una gran variabilidad, puesto que están condicionados por las características específicas de cada unidad: textura, profundidad, contenido de materia orgánica, porosidad y compactación. Son, por tanto, representativos del carácter propio de esas unidades, por lo se descarta su aplicación en este estudio, por su propia especificidad. Erkens *et al.* (2006) ofrecen una clasificación, de tipo general, de la densidad de los diferentes ambientes sedimentarios en el mismo delta (Tabla 6.3). Si bien este trabajo es una referencia ineludible por la similitud de los objetivos y métodos empleados en este apartado, se considera que la uniformidad de los valores no favorece la toma en consideración de las diferentes facies. El USDA⁸ define una clasificación progresiva de las diferentes densidades en función de la textura, por lo que se decide adoptar el valor medio de los intervalos definidos en esta clasificación (Tabla 6.3). Para los niveles de gravas con matriz arenosa, propios de ambientes de canal, se toma el valor propuesto por Erkens *et al.* (2006), puesto que la clasificación de USDA no contempla este tipo de facies y el valor es coherente con el resto de valores utilizados. Los valores adoptados, derivados de la clasificación de USDA, asumen una escasa diferencia de densidad entre clases sucesivas. Esta característica es coherente con el tipo de unidades litoestratigráficas definidas por las descripciones de campo, puesto que, en términos generales, no se trata de unidades puras, sino que existe una mezcla de diferentes texturas en la que una de ellas es mayoritaria, por la cual se define cada unidad.

Tabla 6.3. Valores de densidad aparente por facies aplicados para el cálculo de masa.

(g/cm ³)	Erkens <i>et al.</i> (2006)	USDA	Valores aplicados en el presente estudio
Turba	0.17		0.22
Capa orgánica			1.40
Arcillas	1.15	1.35 - 1.45	1.40
Limos	1.15	1.40 - 1.50	1.45
Arenas finas	1.70	1.55 - 1.65	1.60
Arenas gruesas	1.70	1.60 - 1.70	1.65
Gravas	1.70		1.70

⁸United States Department of Agriculture, National Resources Conservation Service-Soils. http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/office/ssr10/tr/?cid=nrcs144p2_074844

El valor utilizado para las capas de turba es específico para el presente estudio. Erkens *et al.* (2006) aplican un valor de 0.17 g/cm^3 . Erkens (2009) define una densidad para las capas de turba superficiales (de 0 a 5 m de profundidad) de 0.27 g/cm^3 . Chambers *et al.* (2011), en un estudio sobre las propiedades de capas de turba en altas latitudes, definen un rango de densidad aparente entre 0.065 y 0.11 g/cm^3 . A la vista de los diversos valores atribuidos por la literatura a las capas de turba, se opta por calcular la densidad de las muestras de los niveles turbosos de la llanura deltaica del Aare. Los sondeos AA-2 y AA-21 presentan niveles turbosos bien desarrollados⁹. El valor medio de la densidad aparente de estos niveles es 0.22 g/cm^3 . Las capas definidas en este trabajo como niveles orgánicos, que se desarrollan en las depresiones interdistributarias, generalmente acompañando a niveles de turba, están compuestas por partículas finas (arcillas, limos). La fracción mineral de estos niveles en los sondeos AA-2 y AA-21 se sitúa en torno al 95% (TOC: 5%). El valor de la densidad aparente utilizado para estos niveles es, por tanto, el de las arcillas: 1.40 g/cm^3 .

Finalmente, cabe reseñar que la compactación es un factor decisivo en la densidad de los distintos niveles. A mayor profundidad, mayor presión de los sedimentos depositados encima, y mayor densidad por compactación. Erkens (2009) determina un factor de compactación del 0% para los niveles encontrados desde la superficie hasta 5 m de profundidad. En el caso de este apartado, los sedimentos se encuentran, como máximo, a 2 m, por lo que se opta por no tener en cuenta este efecto a la hora de determinar la densidad aparente de cada facies.

6.3.1. COMPOSICIÓN VOLUMÉTRICA POR FACIES DE LAS SECCIONES AP-1, AP-2, AP-3 Y AP-5

Para el cálculo del volumen acumulado por facies en el perfil AP-1 se asume una longitud del perfil de 690 m. La Figura 6.6 representa la división en celdas (siguiendo el formato anteriormente explicado) del perfil. El volumen total acumulado en los dos metros superficiales de esta sección de la llanura deltaica es 1380 m^3 , de los cuales 82 m^3 son depósitos de vertiente y el resto, 1298 m^3 , son sedimentos de carácter fluvial.

La fracción dominante, como expresa el gráfico en la Figura 6.6, es la arena fina, que supone un 43.03% (558.5 m^3) del total del material fluvial. Los depósitos gruesos (facies de canal), mayoritariamente asociados a la carga de fondo, suponen el 28.47%: arenas gruesas, 231 m^3 (17.80%); y gravas, 138.5 m^3 (10.67%). La mayor parte de los gruesos se concentra en el meandro del paleocanal situado en la mitad S. El resto se localiza en la base de la mitad N (canal de una fase anterior, ver Apartado 4.1.3). La existencia de un único canal principal, unida a la situación distal del perfil AP-1 en el delta, favorece la acumulación de finos en el área deprimida, que suponen el 28.51% restante. Los paquetes de turba, bien desarrollados en esta sección, constituyen el 2.35% de los sedimentos

⁹ Se ha tomado en consideración muestras cuyo contenido de materia orgánica supera el 15% (TOC calculado mediante método LOI).

fluviales (30.5 m^3); las capas orgánicas, el 6.90% (89.5 m^3); y las arcillas, el 4.47% (58 m^3). La fracción limo tiene un volumen de 192 m^3 (14.79%).

El gráfico de la parte superior de la Figura 6.6 representa la densidad aparente media de la sección. Según la división en celdas de cada perfil, cada columna está formada por 20 celdas, cuya densidad depende de la textura del material que contienen. La curva expresa el valor promedio de la densidad de cada columna. El sector central, topográficamente deprimido, registra una caída de la densidad de sus sedimentos, por la presencia de turbas, niveles orgánicos y materiales finos. La menor densidad de estas unidades puede provocar procesos de subsidencia a pequeña escala por compactación, favoreciendo así que se perpetúen las condiciones de depresión en la llanura de inundación (fomentando las condiciones de inundabilidad), pero también que se produzcan fenómenos de avulsión por las disimetrías topográficas. Los valores de densidad más altos de la sección se encuentran en el área del lecho del paleocanal. La densidad media del perfil es de 1.54 g/cm^3 (valor cercano a la densidad de las arenas finas, dominantes en la sección).

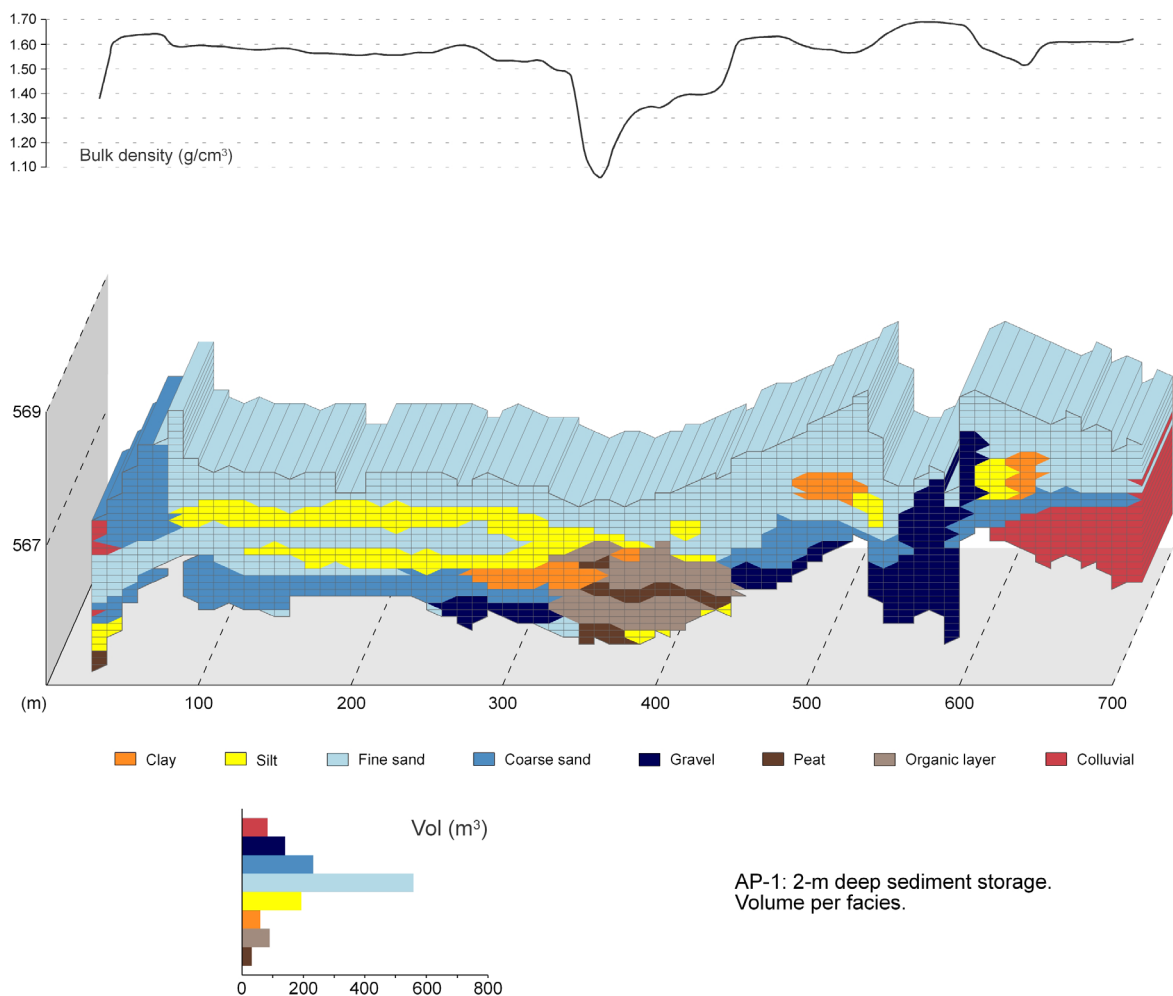


Figura 6.6. Perfil AP-1. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

La composición del perfil AP-2 está marcada por el material del deslizamiento de Bitschi¹⁰. El perfil tiene una longitud de 990 m, de los cuales 170 m están ocupados por depósitos de vertiente (Figura 6.7). Del total del material acumulado en la sección (1980 m³), el material fluvial suma 1577.5 m³. La fracción mayoritaria en los dos metros superficiales es, al igual que en el perfil AP-1, la arena fina (657 m³), que supone un 41.65% del total fluvial. Los limos alcanzan los 391 m³ (24.79%), colocándose como la segunda fracción mayoritaria.

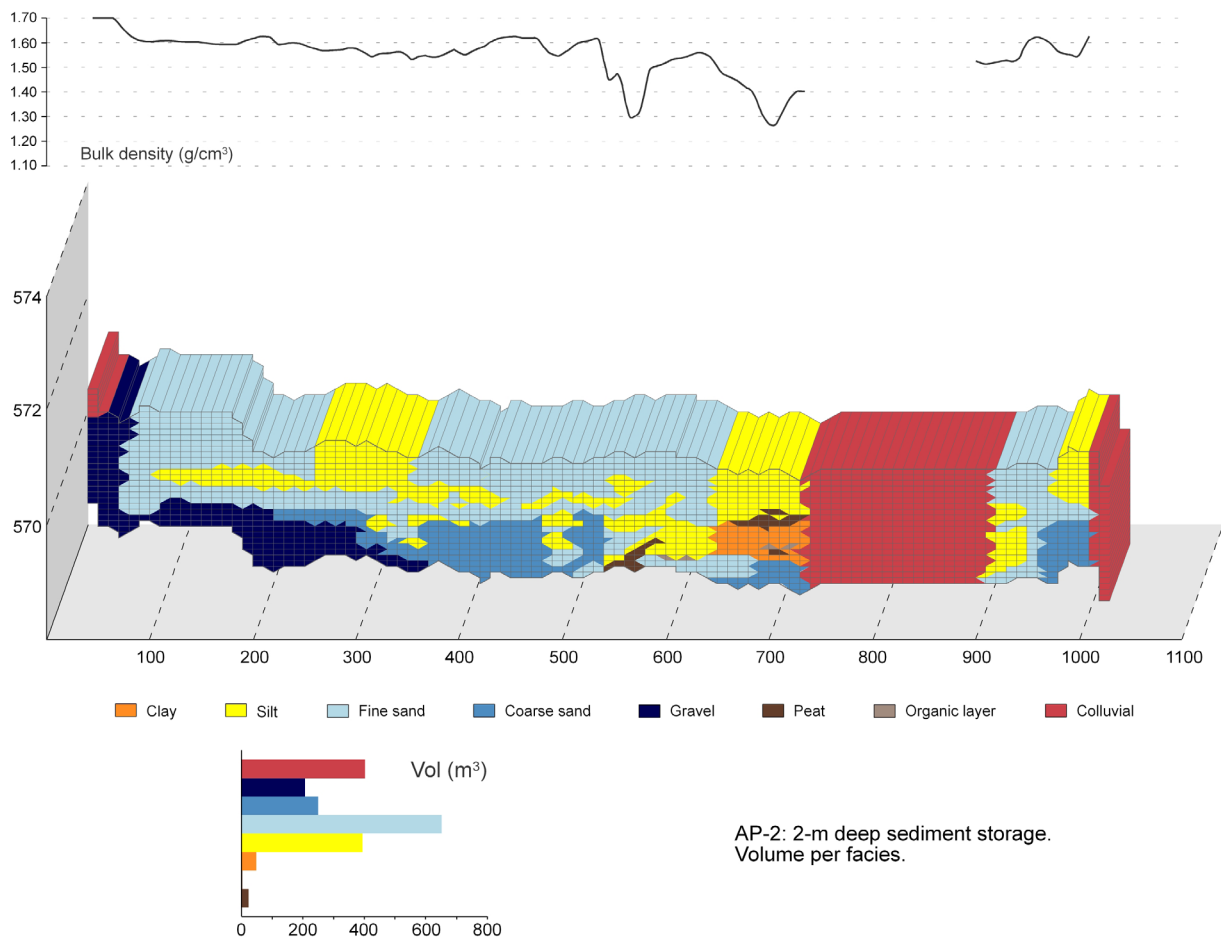


Figura 6.7. Perfil AP-2. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

Los materiales más finos y orgánicos, concentrados en el área más deprimida y protegida, apenas constituyen un 4.82%: paquetes de turba, 23.5 m³ (1.49%); niveles orgánicos, 4 m³ (0.25%); y arcillas, 48.5 m³ (3.07%). Los depósitos de lecho componen el 28.75% restante. Los paquetes de gravas del canal más reciente, situado en el N, poseen un volumen de 205 m³ (13%); mientras que las unidades de arenas gruesas alcanzan los 248.5 m³ (15.75%).

¹⁰ Los bloques procedentes del deslizamiento, que distorsionan el perfil topográfico superficial, han sido eliminados de la representación del perfil en la Figura 6.7.

La densidad aparente media del perfil AP-2 (Figura 6.7, gráfico superior) es 1.55 g/cm³. La densidad en la mitad N oscila entre 1.5 y 1.6 g/cm³; únicamente descende entre 550 y 700 m, por la acumulación de facies de finos.

La fracción mayoritaria en el perfil AP-3, representado en la Figura 6.8, es la arena fina, al igual que los dos perfiles anteriores. Supone el 40.71% (698.5 m³) del total del material fluvial acumulado en la sección, que asciende a 1716 m³. La presencia del paleocanal activo en la mitad S, además de varios canales menores, favorece la existencia de depósitos gruesos. Las arenas gruesas suman un total de 451 m³ (26.28% del total fluvial), localizadas fundamentalmente en dicha área. Los depósitos de gravas alcanzan los 150 m³ (8.74%). Corresponden en su mayoría al canal más reciente del Aare en esta sección, adosado a la vertiente N.

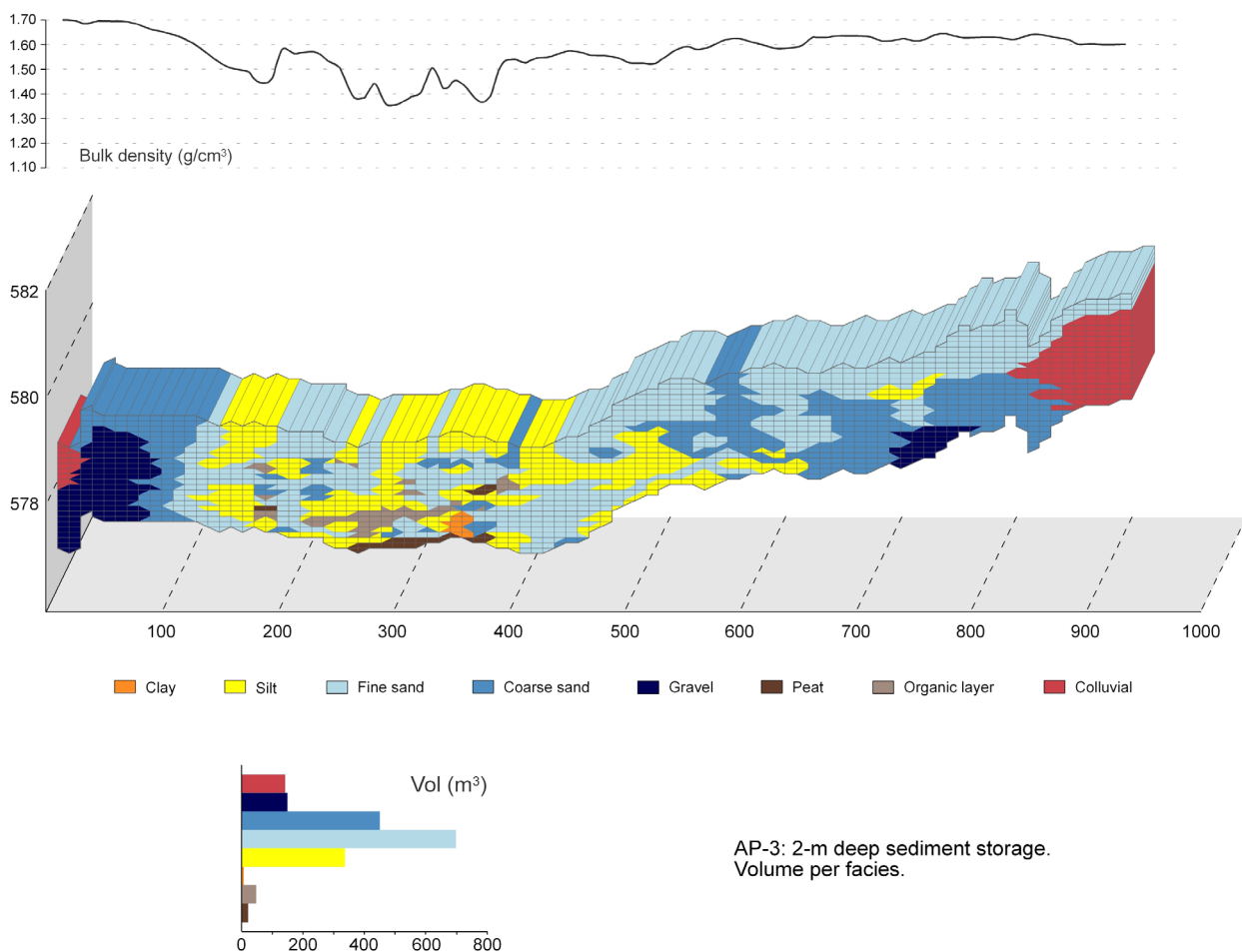


Figura 6.8. Perfil AP-3. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

La mitad N del perfil AP-3, deprimida, recoge la mayor parte de los sedimentos finos. La fracción limo, con 337 m³, representa el 19.64% del volumen total acumulado. Los

numerosos paquetes orgánicos desarrollados suman el 4.14%: turba, 22 m³ (1.28%); capas orgánicas, 49 m³ (2.86%). Finalmente, la sección se completa con la fracción arcillosa, que supone el 0.5% (8.5 m³).

La mayor existencia de materiales gruesos con respecto a los perfiles que se encuentran aguas abajo produce una densidad media del perfil algo mayor: 1.57 g/cm³ (Figura 6.8, gráfico superior). La densidad media de los sedimentos cae a alrededor de 1.40 g/cm³ en el sector más bajo. Como sucede en el perfil AP-1, la subsidencia por compactación puede haber favorecido la dinámica de esta área como cuenca interdistributaria.

El perfil AP-5, como se ha expuesto en capítulos anteriores, presenta un funcionamiento singular por su localización en el frente deltaico. Las fracciones más finas apenas tienen relevancia en la sección, que suma un total de 1740 m³ (Figura 6.9). En áreas distales no se dan condiciones favorables para la formación de paquetes de turba (0%). Tampoco existen paquetes arcillosos (0%). La ligera depresión formada por el paleocanal en el extremo S, ha sido rellenada por limos y arenas finas. Entre ellos, aparecen pequeños niveles orgánicos,

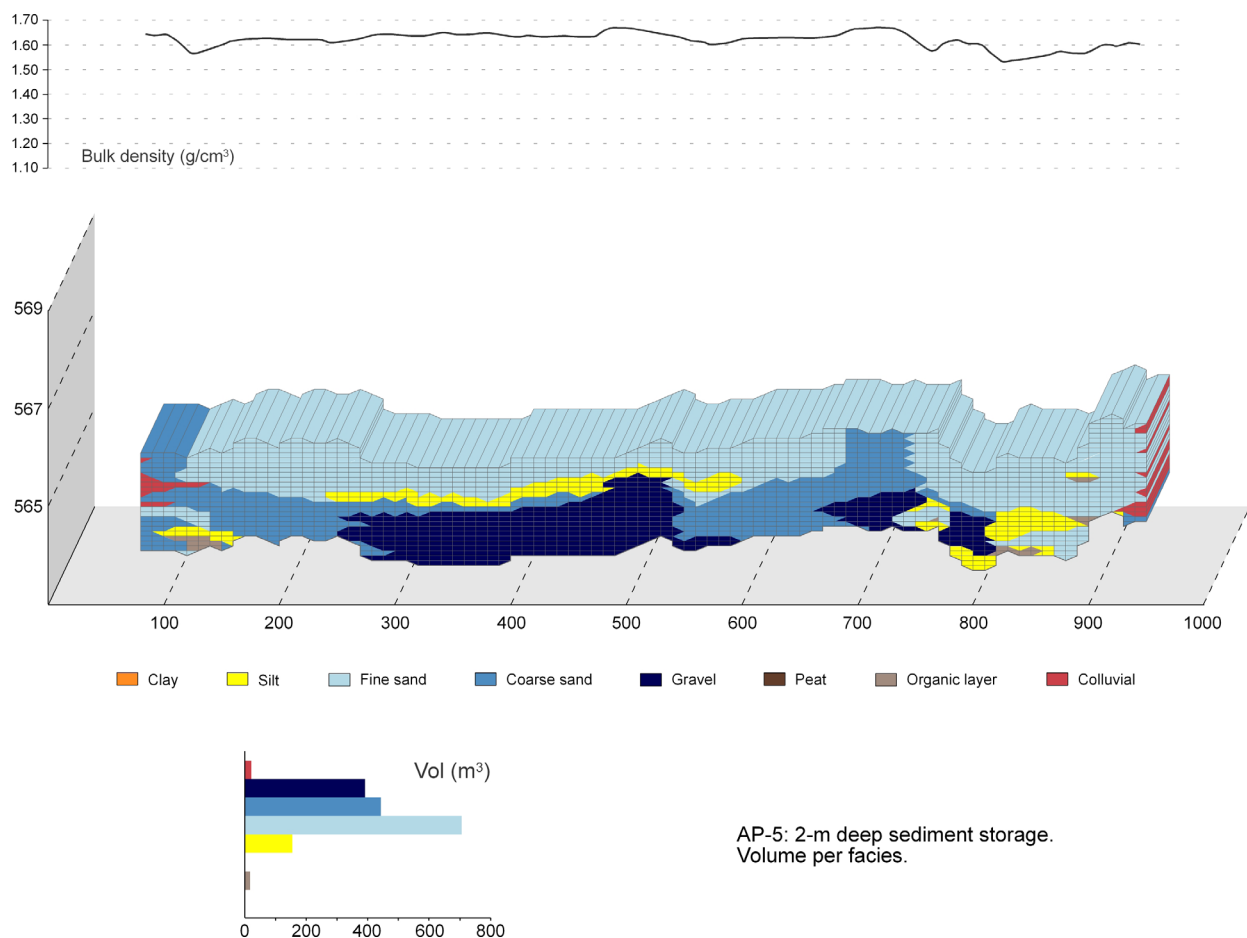


Figura 6.9. Perfil AP-5. Cálculo de volúmenes por facies. Densidad aparente media en la sección (gráfico superior).

que suman 19 m³ (1.11% del total de sedimentos fluviales). Asimismo, la fracción limo tiene menor representación que las secciones aguas arriba, supone el 9.03% del total (155 m³). Los paquetes de arenas finas se sitúan mayoritariamente en la superficie, y es la facies que mayor volumen acumula: 41.21% (707.50 m³). Las arenas gruesas, provenientes tanto del canal, como de la parte superior del frente deltaico (crestas, ver apartado 4.4.3), suman 443 m³ (25.80%). Las gravas acumuladas en esta sección corresponden a las facies de frente deltaico en su mayoría, representando un 22.86% del total fluvial (392.5 m³).

La mayoría de depósitos gruesos en la sección da como resultado una densidad aparente media del perfil superior al resto de secciones: 1.62 g/cm³. Al no existir apenas desarrollo de paquetes de finos, la densidad aparente se mantiene estable a lo largo del perfil, en torno a 1.60 g/cm³ (Figura 6.9, gráfico superior).

La composición volumétrica por facies de los cuatro perfiles permite estudiar longitudinalmente (desde el ápice del delta hacia la desembocadura en el lago) las tendencias de acumulación de cada una de las fracciones en los dos metros superficiales de la llanura deltaica. La Figura 6.10 muestra la tendencia de cada una de las facies en función de la distancia de cada uno de los perfiles al lago Brienz.

El desarrollo de niveles de turba se mantiene siempre por debajo del 5%; presenta una tendencia ligeramente ascendente con la proximidad a la desembocadura, que va del 1.28% (AP-3) al 2.35% (AP-1). La presencia de niveles ricos en materia orgánica, sin embargo sí muestra un aumento notable del volumen en sectores distales del delta (AP-1: 6.90%). De igual modo, la curva que representa el volumen de los paquetes orgánicos sitúa su volumen en el 4.13% en el perfil AP-3 y en 9.24% en el perfil AP-1. El desarrollo de este tipo de niveles es prácticamente nulo en el frente deltaico. El volumen de las unidades de arcillas presenta una tendencia similar: mayor presencia a medida que aumenta la distancia al vértice superior del delta (Figura 6.10).

El porcentaje de volumen de la fracción limo aumenta desde el perfil AP-3 hasta el perfil AP-2 (19.64% y 24.79%, respectivamente), pero desciende bruscamente en el perfil AP-1 (14.79%). La lógica sedimentaria en llanuras deltaicas presupone un aumento de los depósitos finos en sectores distales, por lo que cabría esperar una nítida tendencia ascendente a lo largo del perfil longitudinal del delta. El descenso del volumen de limos en el perfil AP-1 se ve compensado por el aumento de las fracciones más finas (turba, capas orgánicas y arcillas) (Figura 6.10).

El volumen de arenas finas, mayoritario en las cuatro secciones, se sitúa siempre por encima del 40% (AP-1: 43.03%; AP-2: 41.65%; AP-3: 40.71%; AP-5: 41.21%), incrementando levemente su presencia desde el ápice hacia la desembocadura. El volumen de material grueso, por el contrario, decrece hacia el lago Brienz. Las arenas gruesas, cuyo volumen es superior al 25% en el perfil AP-3, suponen el 17.80% y 15.75% en el AP-1 y el AP-2, respectivamente. El volumen de gravas muestra una tendencia estable, con porcentajes similares: AP-3, 8.74%; AP-2, 13%; AP-1, 10.67%. El volumen de las unidades

compuestas por partículas gruesas es superior en el perfil AP-5, pues supone prácticamente la mitad del material fluvial acumulado: 48.66% entre gravas, gravas arenosas y arenas gruesas correspondientes al frente deltaico (Figura 6.10).

Figura 6.10. Tendencias longitudinales de los volúmenes acumulados por cada fracción en relación a la distancia de los perfiles al lago Brienz. Eje superior: localización del perfil. Eje inferior: distancia al lago. Los puntos representan el porcentaje de cada fracción con respecto al total de material fluvial acumulado en cada perfil.

La Tabla 6.4 muestra tres tipos de resultados: el resumen de la composición volumétrica por facies de cada perfil (anteriormente comentado); la conversión de los volúmenes en masa (mediante la aplicación de la densidad aparente de cada fracción); y una estimación de volumen y masa totales en los dos metros superficiales para toda la llanura deltaica.

La distribución de la masa calculada para cada una de las unidades descritas en los perfiles (Figuras 6.6, 6.7, 6.8 y 6.9), evidentemente, sigue el mismo patrón que el reparto de volúmenes por facies. Es decir, el volumen de arena fina es mayoritario en las cuatro secciones, por lo que constituye la fracción que mayor masa representa en el total del perfil: 893.60 T en el AP-1 (44.64% sobre el total de masa de los sedimentos fluviales); 1051.20 T en el AP-2 (42.81%); 1117.60 T en el AP-3 (41.54%); y 1132 T en el AP-5 (40.70%) (Tabla 6.4). Los paquetes de turba, que son minoritarios, suponen 6.63 T en el AP-1 (0.33%), 5.11 T en el AP-2 (0.21%), y 4.78 T en el AP-3 (0.18%). No obstante, cabe resaltar que el porcentaje de cada fracción sobre el total de masa acumulada

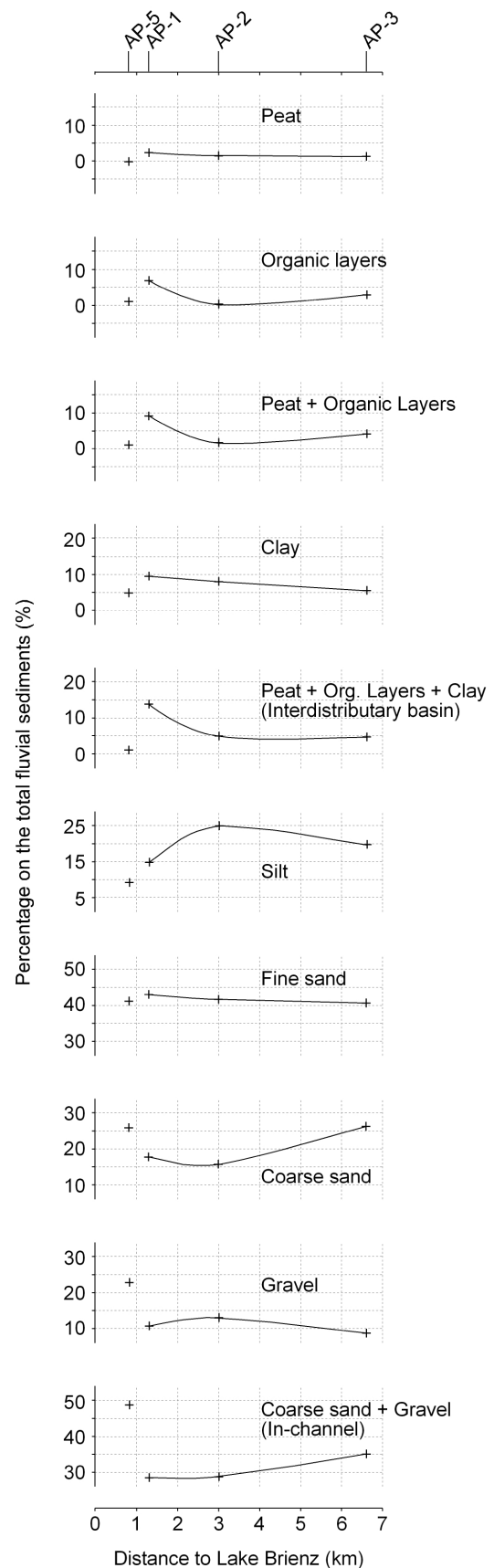


Tabla 6.4. Resumen de resultados de la composición volumétrica y de masa de los perfiles. Volumen y masa total de la llanura deltaica en los 2 m superficiales.

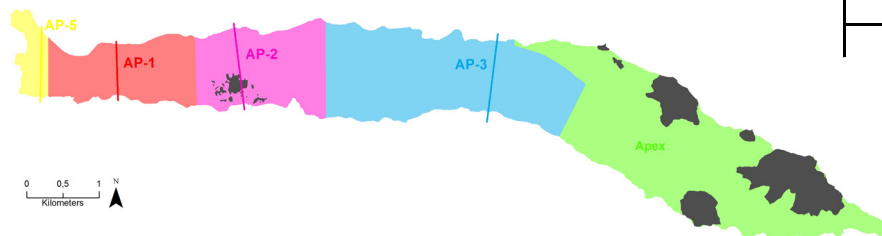
AP-1 (690 m)							Sector 1 (AP-1) ^f	
	Vol (m ³)	% Vol (fluvial) ^a	% Vol (total) ^b	Masa (T)	% Masa (fluv) ^c	Densidad (T/m ³) ^d	Vol (m ³)	Masa (T)
Turba	30,5	2,35	2,21	6,63	0,33		71.798,59	15.615,30
Orgánico	89,5	6,90	6,49	125,30	6,26		210.687,67	294.962,74
Arcilla	58	4,47	4,20	81,20	4,06		136.535,03	191.149,04
Limo	192	14,79	13,91	278,40	13,91		451.978,02	655.368,13
Arena fina	558,5	43,03	40,47	893,60	44,64		1.314.738,14	2.103.581,02
Arena gruesa	231	17,80	16,74	381,15	19,04		543.786,05	897.246,99
Grava	138,5	10,67	10,04	235,45	11,76		326.036,23	554.261,58
Total fluvial	1298			2001,73		1,5422	3.055.559,72	4.712.184,79
Coluvial ^e	82		5,94					
Total perfil	1380							

AP-2 (990 m)							Sector 2 (AP-2) ^g	
	Vol (m ³)	% Vol (fluvial) ^a	% Vol (total) ^b	Masa (T)	% Masa (fluv) ^c	Densidad (T/m ³) ^d	Vol (m ³)	Masa (T)
Turba	23,5	1,49	1,19	5,11	0,21		53.953,25	11.734,16
Orgánico	4	0,25	0,20	5,60	0,23		9.183,53	12.856,94
Arcilla	48,5	3,07	2,45	67,90	2,77		111.350,32	155.890,45
Limo	391	24,79	19,75	566,95	23,09		897.690,22	1.301.650,83
Arena fina	657	41,65	33,18	1051,20	42,81		1.508.395,08	2.413.432,13
Arena gruesa	248,5	15,75	12,55	410,03	16,70		570.526,91	941.369,40
Grava	205	13,00	10,35	348,50	14,19		470.656,00	800.115,20
Total fluvial	1577,5			2455,29		1,5564	3.621.755,32	5.637.049,11
Coluvial ^e	402,5		20,33					
Total perfil	1980							

AP-3 (930 m)							Sector 3 (AP-3) ^h	
	Vol (m ³)	% Vol (fluvial) ^a	% Vol (total) ^b	Masa (T)	% Masa (fluv) ^c	Densidad (T/m ³) ^d	Vol (m ³)	Masa (T)
Turba	22	1,28	1,18	4,78	0,18		91.286,18	19.853,60
Orgánico	49	2,86	2,63	68,60	2,55		203.319,23	284.646,92
Arcilla	8,5	0,50	0,46	11,90	0,44		35.269,66	49.377,53
Limo	337	19,64	18,12	488,65	18,16		1.398.338,38	2.027.590,65
Arena fina	698,5	40,71	37,55	1117,60	41,54		2.898.336,37	4.637.338,20
Arena gruesa	451	26,28	24,25	744,15	27,66		1.871.366,79	3.087.755,21
Grava	150	8,74	8,06	255,00	9,48		622.405,81	1.058.089,87
Total fluvial	1716			2690,68		1,5680	7.120.322,43	11.164.651,97
Coluvial ^e	144		7,74					
Total perfil	1860							

Tabla 6.4. Continuación

AP-5 (870 m)							Sector 5 (AP-5) ⁱ	
	Vol (m ³)	% Vol (fluvial) ^a	% Vol (total) ^b	Masa (T)	% Masa (fluv) ^c	Densidad (T/m ³) ^d	Vol (m ³)	Masa (T)
Turba	0	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
Orgánico	19	1,11	1,09	26,60	0,96		9.259,86	12.963,80
Arcilla	0	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
Limo	155	9,03	8,91	224,75	8,08		75.540,94	109.534,37
Arena fina	707,5	41,21	40,66	1132,00	40,70		344.807,85	551.692,56
Arena gruesa	443	25,80	25,46	730,95	26,28		215.900,89	356.236,46
Grava	392,5	22,86	22,56	667,25	23,99		191.289,16	325.191,57
Total fluvial	1717			2781,55		1,6200	836.798,70	1.355.618,77
Coluvial ^e	23		1,32					
Total perfil	1740							



Sector 4 (Ápice) ⁱ	
Vol (m ³)	Masa (T)
8.796.752,00	14.734.559,60

Delimitación de sectores para el cálculo de volumen/masa total de la llanura deltaica

Total llanura deltaica

	Vol (m ³) ^k	Masa (T) ^l	% Vol (m ³) ^m	% Masa (T) ⁿ
Turba	217.038,0	47.203,1	0,93	0,13
Orgánico	432.450,3	605.430,4	1,85	1,61
Arcilla	283.155,0	396.417,0	1,21	1,05
Limo	2.823.547,6	4.094.144,0	12,05	10,89
Arena fina	6.066.277,4	9.706.043,9	25,89	25,81
Arena gruesa	3.201.580,6	5.282.608,1	13,66	14,05
Grava	1.610.387,2	2.737.658,2	6,87	7,28
Ápice	8.796.752,0	14.734.559,6	37,54	39,18
	23.431.188,2	37.604.064,2		

a) Porcentaje sobre el total de sedimentos fluviales del perfil.

b) Porcentaje sobre el total de sedimentos del perfil, incluidos los depósitos de vertiente.

c) Porcentaje sobre el total de sedimentos fluviales del perfil.

d) Densidad media del perfil (masa total / volumen total).

e) La masa de los depósitos de vertiente contenidos en el perfil no puede ser calculada por tener una densidad aparente variable, debido a la heterogeneidad de estos depósitos (deslizamiento, debris flow, abanicos aluviales).

f) Sector 1 (AP-1): área utilizada para el cálculo del volumen total (superficie: 1.62 km²). Ver mapa.

g) Sector 2 (AP-2): área utilizada para el cálculo del volumen total (superficie: 1.88 km²). Ver mapa.

h) Sector 3 (AP-3): área utilizada para el cálculo del volumen total (superficie: 3.85 km²). Ver mapa.

i) Sector 5 (AP-5): área utilizada para el cálculo del volumen total (superficie: 0.42 km²). Ver mapa.

j) Sector 4 (Ápice): área utilizada para el cálculo del volumen total (superficie: 4.39 km²). Ver mapa.

k) Volumen total de cada fracción en la llanura deltaica.

l) Masa total de cada fracción en la llanura deltaica.

m) Porcentaje de cada fracción sobre el total de sedimentos fluviales.

n) Porcentaje de cada fracción sobre el total de sedimentos fluviales.

en cada perfil se modifica ligeramente con respecto a los porcentajes de los resultados de los volúmenes. La menor densidad de las fracciones finas reduce su aportación a la masa total de la sección; mientras que la mayor densidad de las facies más gruesas, aumenta su representación en el total de masa acumulada. Así, la tendencia longitudinal de la masa acumulada en cada perfil desciende ligeramente desde el ápice hacia sectores distales. El perfil AP-3 presenta un ratio de 1.57 T/m^3 (masa total: 2690.68 T), debido a mayor presencia de partículas gruesas. En el caso del perfil AP-2, el ratio es de 1.56 T/m^3 (masa total: 2455.29 T); y en el AP-1, 1.54 T/m^3 (masa total: 2001.73 T). Esta medida aumenta de nuevo en el frente deltaico, por el carácter de los depósitos, pues el perfil AP-5 acumula 1.62 T/m^3 (masa total: 2781.55 T).

La estimación del total del volumen y la masa (Tabla 6.4) de cada fracción en los dos metros superficiales de la llanura deltaica se realiza asumiendo que los resultados de los perfiles son representativos de cada tramo de la plana aluvial. La representatividad de cada perfil se basa en la cartografía de la textura superficial de la llanura (Figura 4.30, Apartado 4.6) y la cartografía de paleocanales históricos (Schulte *et al.*, 2015). Se establecen cinco sectores, cuya superficie se puede consultar en la Tabla 6.4. El Sector 5, definido por el perfil AP-5, es el menor de todos (0.42 km^2). Debido a la singularidad de la dinámica sedimentaria del frente deltaico (expuesta en el Apartado 4.4) este perfil sólo es representativo del área de desembocadura.

El Sector 1 está determinado por la composición del perfil AP-1, que presenta un canal principal meandriforme con *levées* bien desarrollados; y otra estructura fluvial, de menor importancia al N. Entre ellos se establece un área, no afectada por la actividad del canal, donde se acumulan sedimentos finos. Estas características son comunes en todo el Sector 1 (ver mapa en la Tabla 6.4), que tiene una superficie de 1.62 km^2 . El perfil AP-2 define el Sector 2. La sección consta de un canal principal al N, también con *levées*; paleoestructuras de un sistema *braided*; y un área de mayor estabilidad. Se considera que el Sector 2 (área: 1.88 km^2) presenta un desarrollo similar en toda su superficie. El Sector 3, definido por el perfil AP-3, tiene un área de 3.85 km^2 . El perfil cuenta con material de canal adosado a la vertiente N, y al S, donde se localizan varios canales secundarios. La mitad N acumula el material más fino. Esta estructura se repite a lo largo de todo el Sector 3, con paleocanales menores en la mitad S, y una zona estable en la mitad N (Figura 4.30).

El Sector 4 (Ápice) no cuenta con ningún perfil de sondeos. Sin embargo, gracias a las descripciones de sondeos del Grupo Fluvalps y del WEA (Valle, 1994), además del mapa de textura superficial (Figura 4.30), se puede conocer la composición superficial del sector, que consiste en gravas, gravas con matriz arenosa y arenas gruesas. Conociendo la superficie y considerando los dos metros superficiales se puede calcular el volumen de material depositado. La masa se calcula aplicando una densidad de 1.675 g/cm^3 (valor medio de las densidades de gravas y arenas gruesas, Tabla 6.3).

Para establecer el límite entre el Sector 3 y el Sector 4 se recurre a dos criterios. La dominancia de las gravas y arenas gruesas masivas en el sector apical del delta da paso a facies de arenas finas, reduciendo la presencia de los gruesos a las estructuras de los paleocanales adosados a las vertientes y en el centro del valle (Figura 4.30). Esta área de transición coincide con una ruptura de pendiente en la llanura deltaica. Desde el vértice del ápice hasta el límite entre los sectores 3 y 4 la pendiente media es de 0.46%. A partir de ese punto, a lo largo de todo el Sector 3, la llanura tiene una pendiente media de 0.25%. El *knickpoint*, junto con el cambio de facies generalizado, permite establecer el límite de la transición entre los dos ambientes.

Partiendo de los volúmenes y masas obtenidos para el área de los perfiles, se calcula el total que suponen para los sectores definidos por ellos. El área total de los sectores únicamente toma en consideración los sedimentos fluviales. Es decir, del Sector 2 se ha eliminado la superficie ocupada por los depósitos del deslizamiento de Bitschi (80.700 m²). Del Sector 4, la superficie de los abanicos de Meiringen y Hüsen (y otros de menor relevancia) y el deslizamiento de Balm, con una superficie total de *colluvium* de 1.32 km² (ver mapa en la Tabla 6.4).

Los resultados obtenidos para el volumen y la masa por facies de cada sector se muestran en la Tabla 6.4. El sector 4 (Ápice), debido a su mayor superficie y el tipo de material acumulado (gravas depositadas a la entrada del Aare en la superficie deltaica, por la pérdida de energía del flujo), representa la masa mayor de los cinco sectores: 14.73 millones de T. La masa del material acumulado en el resto de los sectores se reduce en dirección a la desembocadura.

Finalmente, se ofrece una estimación por facies de la composición de los dos metros superficiales de toda la llanura deltaica (Tabla 6.4), cuyos depósitos suman 23.43 millones de m³, que corresponden a 37.60 millones de T, en función de la magnitud de cada una de las fracciones. La densidad media del material (para toda la llanura deltaica) que se desprende de estos resultados es 1.60 T/m³. Es decir, la densidad aparente aplicada para las arenas finas (1.6 g/cm³), que es la fracción dominante en los cuatro sectores. No obstante, la facies mayoritaria en el conjunto de la llanura de inundación son los materiales gruesos del ápice (Sector 4), que representan el 37.54% del volumen total depositado, y el 39.18% de la masa total. De entre las restantes, la mayor es la fracción de arenas finas (volumen: 25.89% del total; masa: 25.81% del total). A continuación, las arenas gruesas (volumen: 13.66%; masa: 14.05%) y los limos (volumen: 12.05%; masa: 10.89%). Las gravas asociadas a carga de fondo del lecho suponen el 6.87% del volumen total, y el 7.28% de la masa total. Las facies propias de depresión interdistributaria son muy minoritarias en los dos metros analizados. Los paquetes de arcillas constituyen un 1.21% del volumen total (masa: 1.05%); las capas ricas en materia orgánica, un 1.85% del volumen (masa: 1.61%); y los niveles de turba, un 0.93% del volumen (masa: 0.13%).

6.3.2. CUANTIFICACIÓN DEL APORTE DE MATERIAL SEGÚN AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Los resultados obtenidos en el análisis por fracciones se agrupan según los ambientes deposicionales internos de la llanura deltaica. La Tabla 6.5 muestra la composición, en volumen y masa, de cada uno de ellos para los cuatro perfiles. El ambiente sedimentario que representa mayor volumen es el de *overbank* en el caso de los perfiles AP-1, AP-2 y AP-5; seguido de los depósitos de canal y *levée*. La depresión interdistributaria es el ambiente con menor volumen en todos los casos. El perfil AP-3, debido a la presencia del canal principal y varios paleocanales secundarios, reúne un mayor volumen en ambientes de canal, seguido por los materiales de *overbank* y *levée*.

El volumen de sedimentos depositados en el ambiente de canal se identifica con fracciones transportadas como carga de fondo (Erkens *et al.*, 2006). En el caso de los cuatro perfiles, el ambiente de canal representa entre el 23.80% (AP-5) y el 33.97% (AP-3) del volumen total de los sedimentos fluviales (24.86% y 36.03% de la masa total, respectivamente). Se observa una tendencia descendente en el porcentaje de este ambiente sobre el total, desde aguas arriba hacia la desembocadura (AP-3: 33.97%; AP-2: 28.75%; AP-1: 26.50%; AP-5: 23.80%), que puede ser resultado de la combinación de dos factores: la tipología del canal en cada tramo, y la influencia de los aportes laterales en el ápice. Por un lado, la reconstrucción histórica de los movimientos del lecho muestra una mayor propensión del sector distal hacia un sistema meandriforme de canal único, en contraposición a una mayor presencia de sistemas *braided* o múltiples canales en el sector apical; lo que resulta en una mayor extensión de los materiales de canal aguas arriba. Por otro lado, los aportes laterales (que forman abanicos en el sector del ápice) aportan también material grueso al sistema principal. La subdivisión en arenas gruesas y gravas muestra una dominancia de las primeras en todos los casos, que es especialmente marcada en el caso del perfil AP-3 (433 m³ de arenas gruesas sobre 150 m³ de gravas), por la mencionada existencia de varios canales menores en la mitad S del perfil.

Hinderer (2001) y Hinderer *et al.* (2013), a partir de datos instrumentales, estiman en un 19% el porcentaje de sedimentos de carga de fondo del Aare para el período 1964-1993. Cabe señalar la influencia de las obras hidráulicas en la cuenca sobre la carga transportada por el Aare en la época más reciente. La construcción de presas en cabecera (a partir de los años 30 del siglo XX) produce una retención de materiales en las mismas (Anselmetti *et al.*, 2007). De igual modo, la canalización del Aare (1876) genera un efecto que transporta las fracciones más gruesas hacia el frente del delta. Ambas actuaciones sobre el sistema fluvial pueden explicar una menor aportación de depósitos de carga de fondo a la llanura de inundación durante el último siglo, que sería mayor en épocas pasadas, cuya dinámica sedimentaria está representada en los dos metros subsuperficiales analizados en los perfiles. Erkens *et al.* (2006), consideran que los depósitos *in-channel* suponen en torno al 18% del volumen total del material almacenado en el delta del Rin-Mosa durante el Holoceno. Hoffmann (2006), por su parte, sitúa el volumen de este ambiente en el intervalo 5-30% sobre el total, para el mismo delta. El porcentaje en las secciones estudiadas de la llanura

de Hasli se mueve entre el 24.86% y el 36.89% (Tabla 6.5). La mayor relevancia de este ambiente deposicional en el presente estudio puede ser debida a la geometría característica del delta (escasa anchura: el canal ocupa una mayor extensión en términos porcentuales sobre el área total de la llanura deltaica); y al tipo de sistema fluvial que lo alimenta (delta alpino, situado a la salida del área de cabecera, con la consecuente pérdida brusca de capacidad de transporte, en contraposición a un delta de grandes dimensiones situado en el tramo final).

El ambiente que agrupa los depósitos de *levée*, construidos alrededor del canal, presenta una mayor heterogeneidad interna, en función de la tipología del canal en cada sección. En los cuatro perfiles, no obstante, está compuesto en su mayoría por facies de arenas finas (AP-3: 310 m³; AP-2: 139.5 m³; AP-1: 138 m³; AP-5: 173.5 m³) (Tabla 6.5). El desarrollo de grandes *levées* asociados a un canal único meandriforme, como en el caso de los perfiles AP-1 y AP-2, implica la formación de bolsas de finos (limos y arcillas; ver Apartado 4.1.2). En el caso de *levées* de escasa dimensión, propios de pequeños canales secundarios, la fracción de arenas finas es muy superior, como representa la subdivisión de los resultados del perfil AP-3.

El ambiente de *overbank* se asocia fundamentalmente a la carga en suspensión: arenas finas, limos y arcillas depositadas en la llanura deltaica en eventos de inundación. En términos generales, la extensión superficial de este ambiente es superior al resto, razón por la cual es el ambiente que almacena el mayor volumen de sedimentos, en los que predomina la fracción de arenas finas sobre los limos (Tabla 6.5).

Las depresiones interdistributarias conforman el ambiente minoritario en términos de masa y volumen. La subdivisión de estas zonas contempla el almacenamiento de unidades de arenas finas, paquetes de limos y arcillas; y capas ricas en materia orgánica y turberas, cuya fracción mineral también es fina. En los cuatro perfiles su volumen se sitúa por debajo del 17% sobre el total almacenado (Tabla 6.5). En el caso de los perfiles AP-2 y AP-5, donde la formación de capas orgánicas es menor, la fracción dominante es el limo (AP-2: 6.66%; AP-5: 5.27% sobre el total del perfil). El perfil AP-3, situado aguas arriba, presenta un volumen similar de arenas finas y limos en su depresión interdistributaria (6.06% y 6.29%, respectivamente). El perfil AP-1, por su carácter distal en la llanura deltaica, muestra un mayor desarrollo de turbas y suelos orgánicos en la depresión interdistributaria. Las unidades ricas en materia orgánica suponen el 2.35% (turba) y el 6.90% (capas orgánicas) sobre el total de sedimentos fluviales (mayores porcentajes de los cuatro perfiles), por encima de los paquetes de limos y arcillas de origen plenamente mineral. La escasa relevancia de este tipo de depósitos contrasta con su importancia en los grandes sistemas deltaicos, como ponen de manifiesto, por ejemplo: Erkens (2009), en el delta del Rin (donde los niveles de turba representan el 50% del conjunto de los depósitos fluviales no afectados por las mareas); Törnqvist *et al.* (2008), en el delta de Mississippi, en el que la gran extensión de las turbas favorece los procesos de compactación, con el consecuente aumento de los riesgos de inundación; o Tamura *et al.* (2009) en el delta

Tabla 6.5. Cuantificación volumétrica de los perfiles según ambientes sedimentarios.

AP-1		Vol (m ³)	% Vol ^a	Masa (T)	% Masa ^a
Canal	Grava	138,5	10,67	235,45	11,76
	Arena gruesa	205,5	15,83	339,08	16,94
	Total	344	26,50	574,53	28,70
Levé	Arena gruesa	25,5	1,96	42,08	2,10
	Arena fina	138	10,63	220,80	11,03
	Limo	19,5	1,50	28,28	1,41
	Arcilla	29	2,23	40,60	2,03
	Total	212	16,33	331,75	16,57
Overbank	Arena fina	420,5	32,40	672,80	33,61
	Limo	149,5	11,52	216,78	10,83
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Total	570	43,91	889,58	44,44
Depr. Int.	Arena fina	0	0,00	0,00	0,00
	Limo	23	1,77	33,35	1,67
	Arcilla	29	2,23	40,60	2,03
	Orgánico	89,5	6,90	125,30	6,26
	Turba	30,5	2,35	6,63	0,33
	Total	172	13,25	205,88	10,29
TOTAL PERFIL		1298,00		2001,73	

AP-2		Vol (m ³)	% Vol ^a	Masa (T)	% Masa ^a
Canal	Grava	205	13,00	348,50	14,19
	Arena gruesa	248,5	15,75	410,03	16,70
	Total	453,5	28,75	758,53	30,89
Levé	Arena gruesa	0	0,00	0,00	0,00
	Arena fina	139,5	8,84	223,20	9,09
	Limo	65	4,12	94,25	3,84
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Total	204,5	12,96	317,45	12,93
Overbank	Arena fina	496	31,44	793,60	32,32
	Limo	221	14,01	320,45	13,05
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Total	717	45,45	1114,05	45,37
Depr. Int.	Arena fina	21,5	1,36	34,40	1,40
	Limo	105	6,66	152,25	6,20
	Arcilla	48,5	3,07	67,90	2,77
	Orgánico	4	0,25	5,60	0,23
	Turba	23,5	1,49	5,11	0,21
	Total	202,5	12,84	265,26	10,80
TOTAL PERFIL		1577,50		2455,29	

Tabla 6.5. Continuación

AP-3		Vol (m ³)	% Vol ^a	Masa (T)	% Masa ^a
Canal	Grava	150	8,74	255,00	9,48
	Arena gruesa	433	25,23	714,45	26,55
	Total	583	33,97	969,45	36,03
Levé	Arena gruesa	18	1,05	29,70	1,10
	Arena fina	310	18,07	496,00	18,43
	Limo	49	2,86	71,05	2,64
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Total	377	21,97	596,75	22,18
Overbank	Arena fina	284,5	16,58	455,20	16,92
	Limo	180	10,49	261,00	9,70
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Total	464,5	27,07	716,20	26,62
Depr. Int.	Arena fina	104	6,06	166,40	6,18
	Limo	108	6,29	156,60	5,82
	Arcilla	8,5	0,50	11,90	0,44
	Orgánico	49	2,86	68,60	2,55
	Turba	22	1,28	4,78	0,18
	Total	291,5	16,99	408,28	15,17
TOTAL PERFIL		1716,00		2690,68	

AP-5 ^b		Vol (m ³)	% Vol ^a	Masa (T)	% Masa ^a
Canal	Grava	90	7,46	153,00	7,96
	Arena gruesa	197	16,33	325,05	16,90
	Total	287	23,80	478,05	24,86
Levé	Arena gruesa	37,5	3,11	61,88	3,22
	Arena fina	173,5	14,39	277,60	14,43
	Limo	8	0,66	11,60	0,60
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Total	219	18,16	351,08	18,25
Overbank	Arena fina	507,5	42,08	812,00	42,22
	Limo	83,5	6,92	121,08	6,30
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Total	591	49,00	933,08	48,51
Depr. Int.	Arena fina	26,5	2,20	42,40	2,20
	Limo	63,5	5,27	92,08	4,79
	Arcilla	0	0,00	0,00	0,00
	Orgánico	19	1,58	26,60	1,38
	Turba	0	0,00	0,00	0,00
	Total	109	9,04	161,08	8,38
TOTAL PERFIL		1206,00		1923,28	

a) Porcentaje sobre el total de sedimentos fluviales del perfil

b) No se considera el material de frente deltaico. Grava: 302,5 m³ (514,25 T). Arena gruesa: 208,5 m³ (344,03 T).

del Mekong. La formación de turbas en un delta alpino de pequeñas dimensiones como es el de Hasli está determinada por la particularidad de las condiciones favorables para su desarrollo. La alta movilidad lateral de los canales, unida a la particular geometría, así como la variabilidad de la topografía superficial por procesos de agradación vertical, no favorecen la existencia durante largos periodos de áreas deprimidas, en condiciones de inundación permanente, no afectadas por la actividad de los canales, en las que se generen este tipo de facies.

6.4. CONCLUSIONES

La división de los perfiles según los ambientes deposicionales internos permite establecer la importancia (la aportación) de cada uno de ellos en el proceso global de agradación de la llanura deltaica.

Se observa una gran dispersión de las tasas de agradación, fruto de la compleja configuración de la llanura deltaica, con respecto a la variabilidad espacial de las diferentes unidades (Hoffmann, 2006). La tendencia longitudinal de la tasa de agradación media de los perfiles muestra un descenso desde el ápice hacia los sectores distales de la llanura deltaica, que se invierte en la zona del frente deltaico, cuyo crecimiento es mayor. Esta tendencia longitudinal negativa de las tasas de agradación medias está dirigida por la caída de las tasas máximas encontradas en cada perfil, puesto que las tasas mínimas son similares en los tres perfiles. Según la división en ambientes sedimentarios, de menor a mayor ritmo de agradación, la tendencia es: depresión interdistributaria, *overbank*, *levée*, canal. Longitudinalmente, las tasas de canal descienden en el sentido del flujo, mientras que las tasas de depresión interdistributaria, ascienden. Asimismo, la mayor proximidad al canal, en términos generales, da como resultado una mayor acumulación de material.

Con respecto a la composición volumétrica de los perfiles, la facies mayoritaria es la arena fina (en torno al 40% en las diferentes secciones). Las arenas gruesas conforman la segunda facies mayoritaria en los perfiles AP-1, AP-3 y AP-5. Los paquetes de limos también alcanzan un importante porcentaje en los perfiles (en el caso del AP-2, segunda facies mayoritaria). La densidad aparente media desciende longitudinalmente en la llanura deltaica, por el mayor aporte de materiales gruesos en los sectores más cercanos al ápice. El volumen de este tipo de depósitos, por tanto, desciende hacia la desembocadura. Mientras que las capas ricas en materia orgánica ven incrementada su presencia en los sectores distales.

De la estimación realizada para el total de sedimentos almacenados en los dos metros superficiales de la llanura deltaica se deriva que la facies mayoritaria son los depósitos gruesos del sector apical. En el resto de sectores predomina la arena fina, que supone un 25.89% del total almacenado; por un 13.66% de arenas gruesas y un 12.05% de limos. Las capas orgánicas apenas conforman el 2.78% de la llanura deltaica, puesto que la

depresión interdistributaria constituye el ambiente que representa el menor volumen. Por el contrario, el ambiente que acoge un mayor volumen de material es el de *overbank*, debido a la mayor porción de superficie de la llanura de inundación atribuible en este ambiente.

Los resultados obtenidos pueden estar condicionados por los problemas derivados de la datación de sedimentos fluviales, fundamentalmente en facies de canal (Schulte *et al.* 2009); y por la potencial incidencia de procesos erosivos que modifiquen la geometría de las unidades depositadas previamente, evacuando parte del material.

MODELIZACIÓN SIG DE LA ACUMULACIÓN SEDIMENTARIA

El proceso de agradación fluvial en la superficie de la llanura deltaica de Hasli muestra una gran variabilidad espacial, como se ha puesto de manifiesto en capítulos previos. El análisis de las pautas temporales de acumulación en llanuras aluviales contribuye a la comprensión de los cambios ambientales pasados en las cuencas hidrográficas (Houben *et al.*, 2007). La modelización en SIG que se expone en el presente capítulo pretende, por tanto, aportar información sobre la componente temporal de la agradación, así como indagar en su vinculación con diferentes factores externos involucrados en su desarrollo.

7.1. ESTADO DE LA CUESTIÓN

La presencia del lago Brienz (en primera instancia y, aguas abajo, del lago Thun) supone un freno para el material transportado por el Aare desde su cabecera, que es depositado, formando el delta de Hasli. Prácticamente la totalidad de los sedimentos movilizados (la carga de fondo y la mayor parte de la carga en suspensión) son retenidos en este *sediment sink* (Hinderer, 2001). Apenas existe transferencia sedimentaria del tramo alto con los tramos medio y bajo del río Rin, al que afluye el Aare (Hoffmann, 2006). Según el trabajo de Kellerhals y Haefeli (1985), la acumulación de material en el valle excavado por el glaciar del Aare durante el Holoceno puede alcanzar los 350 m de profundidad. Diferentes modelos estiman el total de los depósitos holocenos del delta en 2.8 km³ (Carvalho, 2014) o 4.7 km³ (Hinderer, 2001).

La modificación de los sistemas fluviales a causa de las actividades humanas posee una especial relevancia durante el Holoceno Tardío (Meybeck, 2003; Gregory, 2006). Y se agrega a las variaciones procedentes de los cambios ambientales de origen natural. La identificación, a partir del análisis de registros sedimentarios fluviales, de factores de control naturales y antrópicos de los procesos de agradación en llanuras aluviales ha generado abundante literatura. En términos generales, los estudios al respecto presentan una combinación de ambos tipos de factores para determinar la respuesta fluvial (e.g. Schulte, 2002; Schulte *et al.*, 2003, 2009, 2012, 2015; Faust *et al.*, 2004; Hoffmann, 2006; Thorndycraft y Benito, 2006; Erkens *et al.*, 2006; Houben *et al.*, 2006, 2011; De Moor *et al.*, 2008; Brown *et al.*, 2009; Erkens, 2009; Carvalho y Schulte, 2013; Carvalho, 2104).

Desde el punto de vista natural, la variabilidad climática constituye el forzamiento de mayor relevancia¹. Así, los cambios en la actividad solar, los regímenes de temperaturas y de precipitación afectan a los patrones hidrológicos y al aporte de sedimentos al sistema (e.g. Kundzewicz *et al.*, 2007; Erkens, 2009; Ward *et al.*, 2009; Schulte *et al.*, 2009, 2015). Respecto a los forzamientos derivados de la actividad antrópica que inciden sobre la cantidad y características de la carga transportada por el curso, así como sobre el régimen hidrológico, cabe señalar los cambios en los usos del suelo y la deforestación (e.g. Van

¹ Sin olvidar la conexión obvia entre sedimentación y denudación, cuyo factor de control primordial es el levantamiento (*uplifting*) tectónico (Schlunegger y Hinderer, 2001; Von Blanckenburg, 2005; Hinderer *et al.*, 2013).

Rompaey *et al.*, 2001; Dapples *et al.*, 2002; Schulte *et al.*, 2003, 2009; Dearing y Jones, 2003; Dedkov, 2004; De Moor y Verstraeten, 2008; Hoffmann *et al.*, 2009; Notebaert *et al.*, 2009), y las actividades de gestión hidráulica (e.g. Vischer, 2003; Teodoru y Wehrli, 2005; Finger *et al.*, 2006; Anselmetti *et al.*, 2007; Schulte *et al.*, 2015).

Las series instrumentales de descarga fluvial y carga de sedimentos disponibles en la actualidad cubren periodos relativamente cortos, por lo que no pueden ser empleadas para estudiar la dinámica fluvial a largo plazo, y la respuesta a los cambios ambientales asociados a la variabilidad climática de baja frecuencia (Walling, 2006; Champagnac *et al.*, 2009). Church y Slaymaker (1989) señalan la importancia de llevar a cabo estimaciones cuantitativas de la agradación fluvial, con el fin de comprender el desarrollo y evolución de las formas de relieve. Así, existen numerosos trabajos dedicados a la modelización y cuantificación del almacenamiento (y balance de transferencia, *sediment budget*) de sedimentos fluviales (e.g. Berendsen y Stouthamer, 2001; Macaire *et al.*, 2002; Schrott *et al.*, 2003; Cohen, 2005; De Moor y Verstraeten, 2008; Erkens, 2009; Hoffmann *et al.*, 2009; Carvalho, 2014).

Brown *et al.* (2009) revisan el estado de la cuestión sobre la modelización del almacenamiento de sedimentos, a partir de sondeos en profundidad. Según este trabajo, los enfoques tradicionales construyen modelos estratigráficos-volumétricos 3D con buena respuesta a escala geológica. Los autores describen, sin embargo, la dificultad de aplicar este tipo de modelización a registros superficiales (escala temporal mucho menor) por la alta variabilidad lateral de los depósitos. Houben (2007) señala la importancia de estudiar la arquitectura fluvial en llanuras aluviales, en combinación con los registros sedimentarios, pues aporta información sobre los diferentes ambientes deposicionales (y su interconexión con las inundaciones), la geometría de las diferentes facies, las migraciones del canal, y la evolución del proceso de acreción; que son esenciales para comprender el desarrollo de la llanura de inundación.

A lo largo del presente estudio, la variabilidad lateral de las facies sedimentarias de la llanura deltaica ha jugado un papel de máxima relevancia en los diferentes análisis llevados a cabo. La reconstrucción litoestratigráfica de las secciones permite analizar los cambios laterales del lecho. Asimismo, proporciona un mayor control geomorfológico sobre los modelos cronoestratigráficos, a partir de los cuales se trazan las isócronas que dividen cada perfil. De la cuantificación por facies y ambientes sedimentarios se obtiene la aportación porcentual de cada facies al total almacenado en las secciones, a partir de la cual se puede inferir la densidad aparente del conjunto de los sedimentos en cada sector de la llanura de inundación. La modelización volumétrica en SIG que se expone a continuación reúne estos elementos, con la aspiración de obtener una visión integral del proceso de agradación en la llanura deltaica.

El modelo consta de dos fases de análisis. La primera comprende el cálculo de tasas de agradación para cada uno de los perfiles (Apartado 7.2). En la segunda se realiza una

estimación del volumen total acumulado en la superficie deltaica (por periodos de 300 años) durante los últimos 1300 años (Apartado 7.3).

7.2. PERFILES DE SONDEOS: MODELIZACIÓN SIG

El ritmo de acumulación de los depósitos fluviales en los cuatro perfiles analizados depende de los modelos cronoestratigráficos expuestos en el Capítulo 4. De ellos se deriva el trazado de una serie de isócronas, representativas de las sucesivas paleosuperficies de la llanura de inundación. Mediante el cálculo del volumen de material contenido entre isolíneas, se obtiene la tasa de agradación y el volumen correspondiente a cada intervalo de 300 años.

7.2.1. CONCEPTO Y ESPECIFICACIONES DEL MODELO

El punto de partida para construir el modelo es la superficie actual de la llanura deltaica, representada por un MDT de 2 m de resolución. Se extrae una faja del MDT de 10 m de grosor a lo largo del perfil, desde la vertiente N hasta la vertiente S². De esta superficie del perfil se eliminan los diques (material de relleno artificial) y la canalización del Aare, pues su toma en consideración crearía distorsiones en el momento de obtener las paleosuperficies; y se pretende reconstruir las condiciones de agradación previas a estas operaciones de gestión hidráulica. Así, se obtiene un MDT de 10 m de ancho por la longitud de la sección, que representa la superficie topográfica actual (sin el material antrópico).

El segundo paso consiste en crear las paleosuperficies que corresponden a cada isócrona. Cada punto de sondeo en el perfil tiene asignada una profundidad para cada intervalo temporal. La unión de los puntos de igual edad de todos los sondeos del perfil, por medio de interpolación geoestadística (*kriging*), da como resultado la paleosuperficie propia de dicha edad. Esta paleosuperficie es, de hecho, un MDT con la misma extensión (longitud y anchura) que la faja de la superficie actual, situado en proyección vertical bajo ella. La topografía del MDT correspondiente a cada isócrona representa las inflexiones mostradas por los modelos cronoestratigráficos. Es decir, la profundidad de la paleosuperficie es variable con respecto a la superficie actual (ejemplo: canales, hundidos; *levées*, sobreelevados). El volumen contenido entre dos paleosuperficies sucesivas permite hallar la tasa de agradación de cada intervalo temporal, puesto que se trata de un área conocida³ (m³/m²). La Figura 7.1 muestra un ejemplo gráfico de este procedimiento.

² La curvatura de las vertientes, analizada por Carvalho (2014), es depreciable en el rango de profundidad analizado en el modelo.

³ En ciertos casos existe material coluvial (*debris flow*, deslizamiento, abanico) que interdigita con los sedimentos fluviales. El objetivo del modelo es cuantificar la agradación fluvial del Aare, por lo que este material no es tenido en cuenta en la modelización. Así, cuando existe material de vertiente, el área considerada (la longitud de la faja que representa la paleosuperficie) ha sido limitada a los materiales fluviales, en base a las reconstrucciones litoestratigráficas de los sondeos.

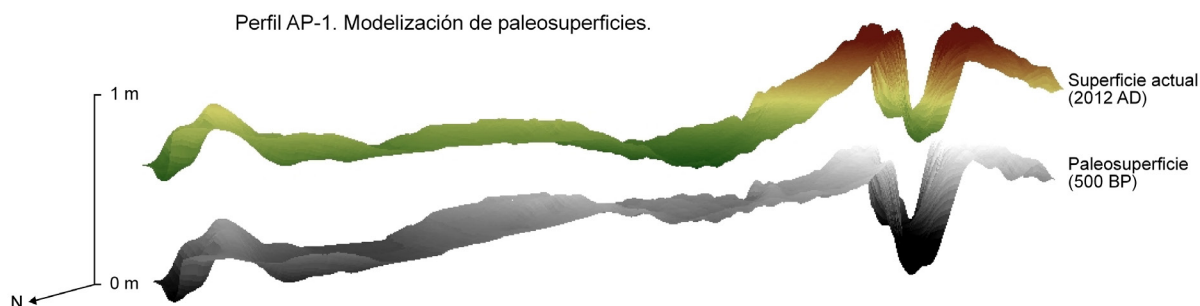


Figura 7.1. Ejemplo de paleosuperficie en el modelo SIG para el cálculo de volumen.

7.2.2. RESULTADOS DE LA MODELIZACIÓN POR PERFILES E INTERVALOS TEMPORALES DE 300 AÑOS

La Tabla 7.1 muestra los volúmenes y tasas de agradación fluvial producidos por el modelo, según perfiles y ventanas temporales de 300 años. Los resultados muestran las tendencias temporales de la acumulación en cada perfil; además de ratificar la tendencia longitudinal descendente de las tasas de agradación desde el ápice hacia la desembocadura. El modelo asigna tasas mayores al perfil AP-5 (por los depósitos de frente deltaico). Los valores descienden desde el perfil AP-3 hasta el AP-1. En el periodo comparable de los tres perfiles restantes (1250 cal. BP - 950 cal. BP a 50 cal. BP - 2012 AD) la tasa máxima del AP-3 es 2.97 mm/año; del AP-2, 2.84 mm/año; y del AP-1, 2.25 mm/año. Las mínimas observadas son: AP-3, 2.10 mm/año; AP-2, 1.77 mm/año; y AP-1, 1.72 mm/año.

Las tendencias temporales registradas en cada sección se representan en la Figura 7.2⁴. En el perfil AP-1 la acumulación de material asciende desde el primer intervalo temporal disponible, 2750 - 2450 cal. BP, hasta 1550 - 1250 cal. BP, cuando se produce el máximo de la serie. Desde ese periodo hasta 950 - 650 cal. BP se produce una caída de la tasa de agradación; que vuelve a aumentar en el intervalo 650 - 350 cal. BP (máximo secundario). Desde entonces hasta la actualidad se produce un ligero descenso. El volumen almacenado durante la ventana temporal más reciente (50 cal. BP - 2012 AD: 112 años) es obviamente mucho menor que el del resto de periodos (300 años). Sin embargo, la tasa de agradación anual es similar a la del intervalo anterior, denotando una continuidad en la dinámica de agradación.

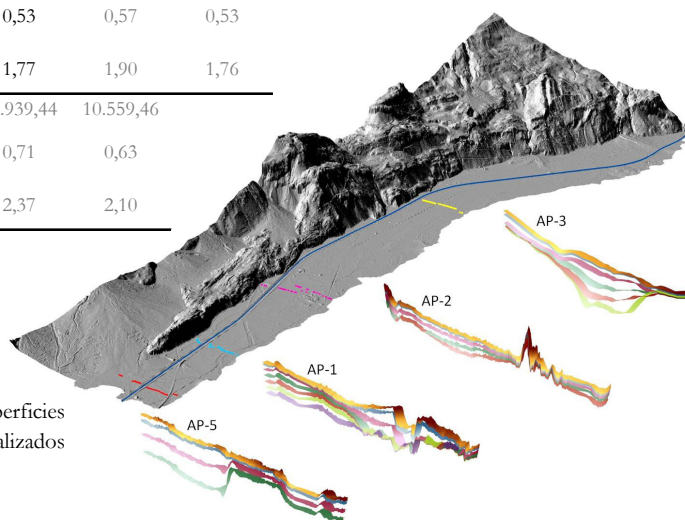
En el caso del perfil AP-2 (Figura 7.2), la tendencia en la acumulación fluvial resultante del modelo se mantiene prácticamente estable desde 1550 - 1250 cal. BP hasta 950 - 650 cal. BP. Se observa un leve ascenso de la tasa de agradación anual hasta el periodo 1250 - 950 cal. BP, y una caída de magnitud similar hasta 950 - 650 cal. BP; a partir de la cual se produce el mayor incremento de la serie, alcanzando el máximo en 650 - 350 cal. BP (2.84

⁴ Los resultados obtenidos para el perfil AP-5 no se muestran en la Figura 7.2, ya que apenas se cuenta con datos para las tres ventanas temporales más recientes; y, además, estos están determinados por los depósitos de frente deltaico.

Tabla 7.1. Volúmenes de agradación fluvial por perfiles, calculados mediante modelización SIG. Intervalos temporales de 300 años. Los valores en gris proceden de isócronas (paleosuperficies) calculadas con dos sondeos (profundos). Derecha: representación gráfica de la llanura deltaica y las paleosuperficies de cada uno de los perfiles. Nótese que: a) los volúmenes totales corresponden a las franjas de 10 m de ancho utilizadas para calcular las paleosuperficies. Así, el volumen total (m^3) de cada intervalo temporal obtenido para cada perfil no es comparable con el de los otros perfiles (pues cada uno posee una extensión diferente), pero sí con el resto de ventanas temporales del mismo perfil, con el fin de establecer la dinámica individualizada del perfil a lo largo del tiempo. Las tasas de agradación (m^3/m^2 y $mm/año$) sí pueden ser comparadas entre los diferentes perfiles, pues expresan un ratio en el que la extensión de cada uno de ellos es irrelevante; y b) las tasas y volúmenes obtenidos para el perfil AP-5 están condicionados por la dinámica sedimentaria en el frente deltaico.

		Ventanas temporales (300 años)									
		50 BP	350 BP	650 BP	950 BP	1250 BP	1550 BP	1850 BP	2150 BP	2450 BP	2750 BP
		2012 AD	50 BP	350 BP	650 BP	950 BP	1250 BP	1550 BP	1850 BP	2150 BP	2450 BP
AP-1	Vol total (m^3)	3.233,88	8.655,75	8.352,54	6.381,90	7.209,37	8.940,80	7.912,63	7.404,46	6.876,23	6.771,71
	Tasa de agradación (m^3/m^2)	0,22	0,59	0,68	0,52	0,58	0,72	0,64	0,60	0,56	0,55
	Tasa de agradación anual (mm/año)	1,98	1,98	2,25	1,72	1,95	2,41	2,14	2,00	1,86	1,83
AP-2	Vol total (m^3)	4.574,48	13.675,06	15.579,77	9.718,93	10.432,01	9.623,88				
	Tasa de agradación (m^3/m^2)	0,25	0,75	0,85	0,53	0,57	0,53				
	Tasa de agradación anual (mm/año)	2,24	2,50	2,84	1,77	1,90	1,76				
AP-3	Vol total (m^3)	6.216,87	17.488,12	13.720,46	11.939,44	10.559,46					
	Tasa de agradación (m^3/m^2)	0,32	0,89	0,82	0,71	0,63					
	Tasa de agradación anual (mm/año)	2,83	2,97	2,73	2,37	2,10					
AP-5	Vol total (m^3)	8.571,52	27.491,84	35.761,69							
	Tasa de agradación (m^3/m^2)	0,47	1,51	1,96							
	Tasa de agradación anual (mm/año)	4,19	5,02	6,53							

Representación gráfica de las paleosuperficies calculadas para los perfiles analizados



$mm/año$). Desde este intervalo hasta la actualidad se registra una tendencia negativa en la agradación, que desciende hasta una tasa anual de 2.24 $mm/año$. El perfil AP-3 cuenta con datos desde 1250 - 950 cal. BP, intervalo a partir del cual se registra un incremento de los volúmenes depositados, hasta el periodo 350 - 50 cal. BP, cuando se produce el máximo. En la época más reciente, la agradación desciende, con una tasa anual de 2.83 $mm/año$.

La comparación entre las tendencias experimentadas por los tres perfiles (Figura 7.2, Tabla 7.1) muestra analogías en los patrones temporales de agradación. El periodo 650 - 350 cal. BP acoge la tasa de agradación anual máxima en el perfil AP-2 (2.84 $mm/año$); y

también corresponde a un máximo relativo en el perfil AP-1 (2.25 mm/año). En el caso del AP-3, el modelo en este periodo produce una tasa anual elevada, si bien el máximo está desplazado al siguiente intervalo temporal (350 - 50 cal. BP). Los mínimos de los perfiles AP-1 y AP-2 se registran en el intervalo 950 - 650 cal. BP. En el AP-3, el mínimo también está desplazado, situándose en el periodo 1250 - 950 cal. BP. No obstante, el intervalo 950 - 650 cal. BP también muestra una baja tasa anual.

Fluvial aggradation trends

(AP-1, AP-2 & AP-3 profiles)

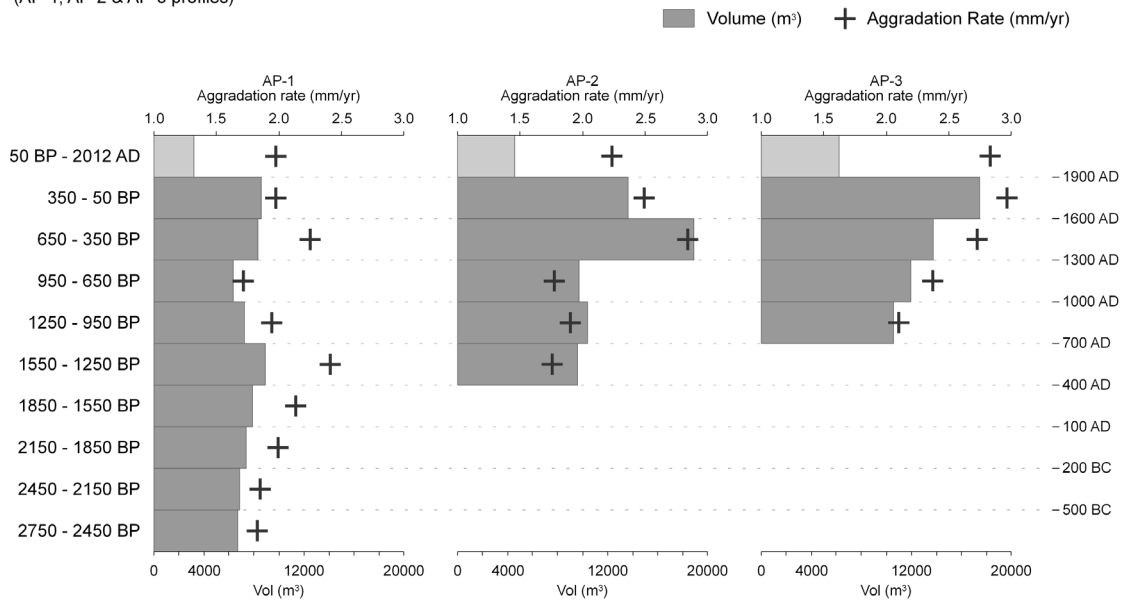


Figura 7.2. Tendencias temporales de agradación fluvial. Volumen y tasa de agradación por perfil, divididas según ventanas temporales de 300 años. La escala utilizada para representar las tasas de agradación pretende resaltar las diferencias entre periodos. La ventana temporal más reciente corresponde a 112 años, y el volumen acumulado, en consecuencia, no es comparable al del resto de periodos.

7.2.3. PAUTAS TEMPORALES DE AGRADACIÓN Y SU VINCULACIÓN CON FORZAMIENTOS NATURALES Y ANTRÓPICOS

La partición en ventanas temporales de los depósitos fluviales permite examinar la componente temporal de la agradación fluvial; así como su vinculación con los agentes externos de control (variabilidad climática, modificación antrópica de la cuenca y gestión hidráulica; e.g. Houben *et al.*, 2006 y referencias mencionadas en el apartado 7.1). Además de por los factores externos, los resultados de agradación obtenidos para los perfiles están determinados por los procesos de acreción propios de la llanura deltaica aludidos a lo largo del trabajo (fenómenos de *cut and fill* y fases erosivas que removilizan material depositado; diferencias de acreción vertical entre ambientes deposicionales; acciones

puntuales de corrección del cauce; presencia en la llanura de depósitos de vertiente). Se analiza la respuesta local del modelo (en cada perfil) a la combinación de los tres tipos de variables, a través de la tasa de agradación anual resultante para cada intervalo de tiempo. Se observa, por tanto, una tendencia general, matizada en cada caso por las especificidades de los perfiles.

La Figura 7.3 representa el crecimiento registrado en los perfiles AP-1, AP-2 y AP-3 y su correspondencia con: los grandes periodos climáticos; las tendencias de las variables climáticas principales (temperatura y precipitación; Büntgen *et al.*, 2011); la dinámica glaciar en los Alpes Suizos (Holzhauser *et al.*, 2005); y la serie reconstruida de paleoinundaciones de la cuenca alta del Aare (Schulte *et al.*, 2015). El clima durante el Holoceno Tardío puede ser caracterizado, en términos generales, por la sucesión de fases de incremento/descenso térmico. Los periodos para los que el modelo SIG produce altas tasas de agradación corresponden a fases de deterioro térmico. Durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA) los tres perfiles analizados registran niveles elevados de agradación. Por el contrario, las fases cálidas concuerdan con tasas de agradación reducidas: al Óptimo Climático Medieval le corresponden los *time-slices* de acumulación menor en los perfiles AP-1, AP-2 y AP-3. Igualmente, durante el Óptimo Romano, el volumen almacenado en el perfil AP-1 es menor.

Las tendencias de la temperatura y la precipitación en Europa durante los últimos 2500 años, reconstruidas a partir de registros dendrocronológicos, muchos de los cuales se encuentran en los Alpes (Büntgen *et al.*, 2011), se muestran en la Figura 7.3. Se ha calculado la media de la anomalía de temperatura para cada intervalo temporal, para facilitar la identificación de las diferentes fases; y la media móvil de 30 años para las precipitaciones. Las variaciones térmicas observadas durante el Holoceno responden principalmente a cambios orbitales que inciden en los niveles de insolación, a fluctuaciones de la actividad solar, a la emisión de aerosoles volcánicos a la atmósfera, y a la acción de gases de efecto invernadero (Mayewski *et al.*, 2004). Desde el comienzo de la serie de Büntgen *et al.* (2011) (2500 cal. BP) se produce un declive de la temperatura que se prolonga hasta alrededor de 400 AD (Periodo de las Grandes Migraciones), acompañado de una tendencia general de disminución de la precipitación. Las condiciones frías se invierten, y se produce una recuperación térmica, con el consecuente incremento de las precipitaciones, durante la primera parte de la Edad Media (hasta alrededor de 1300 AD), que corresponde con un descenso significativo de la acreción en la llanura deltaica, puesto que se registran tasas menores en los tres perfiles. A continuación se produce una nueva fase fría, en la que las tasas de agradación aumentan. El calentamiento contemporáneo supone el mayor incremento de las temperaturas en la reconstrucción de Büntgen *et al.* (2011). La caída de las tasas observada en anteriores fases cálidas, apenas tiene relevancia en el intervalo más reciente. Se produce un descenso muy leve, cuya explicación bien podría encontrarse en el tiempo de respuesta del sistema a los cambios climáticos, o bien en la creciente influencia de factores antrópicos implicados en el proceso, que se mencionan más adelante.

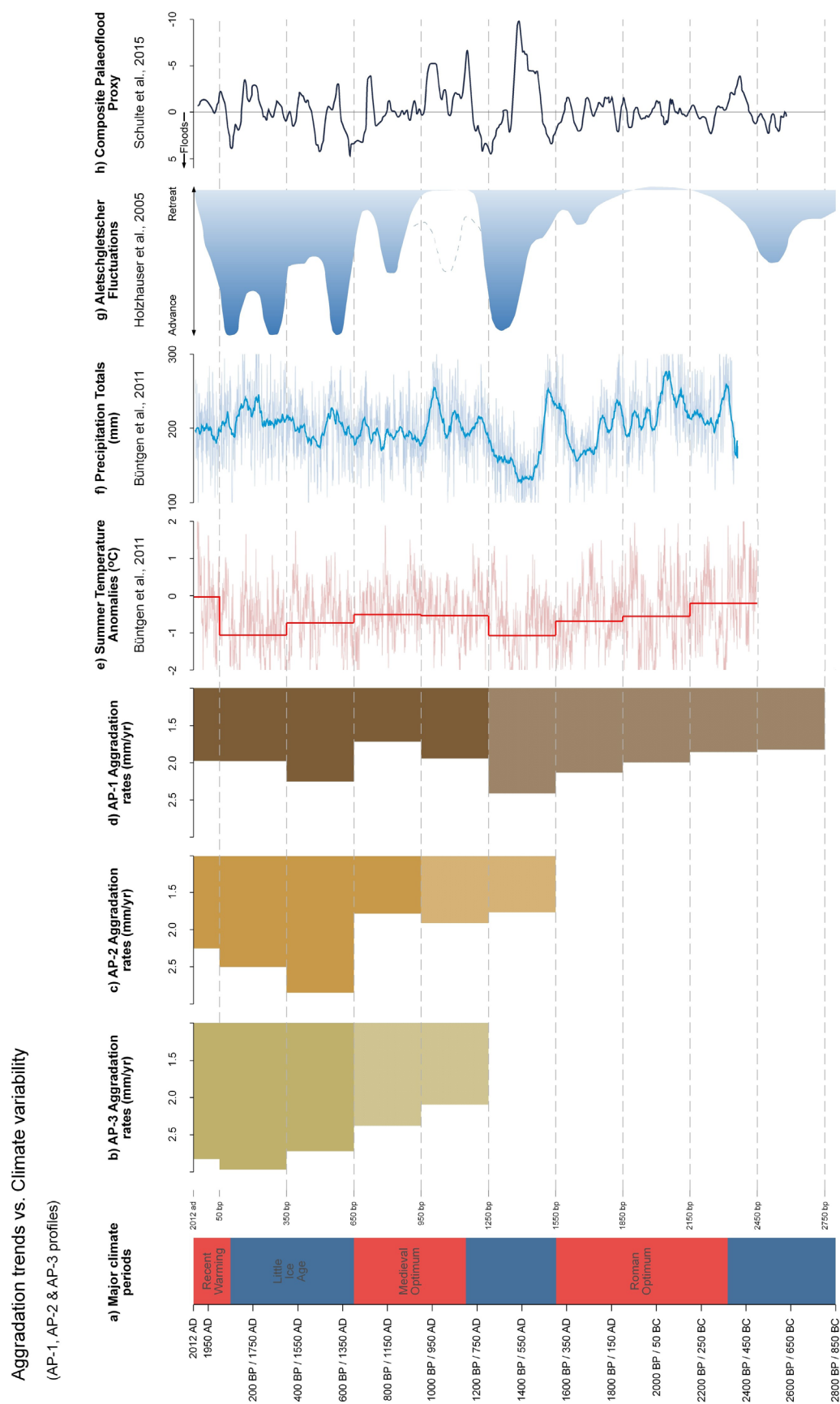


Figura 7.3. (Ver página siguiente).

Figura 7.3. (Página anterior) Tendencias de agradación por perfiles *vs.* variabilidad climática de baja frecuencia y paleoinundaciones. Se muestra la división de la escala temporal según las ventanas definidas en el presente estudio. a) Periodos climáticos. b) Tasa de agradación anual en el perfil AP-3. c) Tasa de agradación anual en el perfil AP-2. d) Tasa de agradación anual en el perfil AP-1. El resultado de la tasa de agradación de los intervalos temporales representados en color más claro en cada uno de los perfiles se obtiene de la modelización de paleosuperficies a partir de dos sondeos. e) Reconstrucción de la temperatura estival (JJA) en Europa a partir de registros dendrocronológicos (Büntgen *et al.*, 2011). La curva gruesa representa el promedio de esta variable para cada una de las ventanas temporales definidas en el trabajo. Dataset: Central Europe 2500 Year Tree Ring Summer Climate Reconstructions. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2011-026. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA. f) Reconstrucción de la precipitación en Europa (AMJ) mediante dendrocronología (Büntgen *et al.*, 2011). La curva suave representa mm totales; la gruesa simboliza la media móvil de 30 años. Dataset: ídem. g) Fluctuaciones del glaciar Aletsch, localizado en el Macizo de Jungfrau, Alpes Suizos (Holzhauser *et al.*, 2005). f) Serie compuesta de paleoinundaciones para la cuenca alta del Aare (Schulte *et al.*, 2015).

Los sucesivos avances y retrocesos experimentados por glaciares de montaña durante el Holoceno constituyen un indicador ambiental, por la sensibilidad de estos sistemas a los cambios climáticos que determinan su balance de masa (Hormes *et al.*, 2001), si bien el tiempo de respuesta es variable entre diferentes glaciares. La Figura 7.3 muestra la reconstrucción de las fluctuaciones del glaciar Aletsch (Alpes Suizos) realizada por Holzhauser *et al.* (2005). Además de como *proxy* climático, una mayor actividad glaciar en la cabecera de la cuenca del Aare puede implicar una mayor cantidad de material disponible por erosión glaciar y periglacial, con el consiguiente efecto potencial sobre la cuantía de la sedimentación. Asimismo, la mayor extensión de la cobertura nival y de la dimensión de los glaciares de cabecera puede tener como resultado un aumento de la frecuencia y magnitud de los episodios de avenida (Weingartner *et al.*, 2003), y así ha sido descrito por Schulte *et al.* (2015) para la cuenca alta del Aare, a causa del deshielo y la descarga derivada en meses de verano. Se observa una época de recesión, durante el Óptimo Medieval, que finaliza con la reactivación del avance glaciar durante la LIA (Figura 7.3). Es en este periodo (650 -350 cal. BP, y 350 - 50 cal. BP) cuando se registra la mayor agradación en los perfiles. La tendencia de retroceso reciente, en respuesta al calentamiento actual, no se traduce en una reducción de las tasas de agradación, como se ha mencionado anteriormente en relación al aumento de las temperaturas.

El perfil AP-1 registra un ascenso paulatino de la tasa de agradación⁵ desde el comienzo de la serie (2750 - 2450 cal. BP) hasta alcanzar su máximo en el periodo 1550 - 1250 cal. BP, acompañando el descenso térmico que muestra la serie de Büntgen *et al.* (2011). Las condiciones climáticas, sin embargo, no son homogéneas durante el periodo que encierran los límites de esta ventana temporal (Figura 7.3). Al final del periodo anterior

⁵ Las tasas de los periodos representados con color más claro en la Figura 7.3 se calculan a partir de paleosuperficies creadas en base a dos sondeos (profundos).

(alrededor de 350 AD) se ha producido una importante caída de las temperaturas, que coincide con un aumento de las precipitaciones, y el incremento de la frecuencia de las inundaciones registradas en la cuenca del Aare (Schulte *et al.*, 2015). En torno a 500 AD, las temperaturas se han recuperado, la precipitación registra un mínimo histórico en la serie, y la serie de paleoinundaciones muestra una extraordinaria caída en la actividad. Hacia el final de la ventana temporal (*ca.* 650 AD) la temperatura vuelve a descender, la serie de precipitación se recupera; y, de nuevo, la serie de paleoinundaciones muestra un incremento de la frecuencia, que coincide con el avance del glaciar Aletsch (Holzhauser *et al.*, 2005). Así, la elevada tasa de agradación obtenida para este periodo (400 - 700 AD), se debe a las pulsaciones al comienzo y final de la ventana temporal, mientras que el intervalo central habría experimentado unas condiciones de mayor estabilidad, que favorecieron la formación de niveles turbosos en la llanura deltaica (observados en varios sondeos, Schulte *et al.*, 2015; y en el delta del Lütischine, Schulte *et al.*, 2009). Durante el Óptimo Medieval (coincidente con las ventanas 1250 - 650 cal. BP) las condiciones térmicas benignas coinciden con tasas de agradación menores en el perfil AP-1, como consecuencia del declive en la frecuencia de inundaciones. La transición a una fase más fría (LIA) genera un repunte en la agradación en el perfil, coincidente con un nuevo aumento de la frecuencia de las inundaciones y el avance glaciar. Las correspondencias establecidas entre las variables climáticas fundamentales sugieren una mayor concordancia de las tendencias de agradación con la sucesión de fases cálidas y frías. Schulte *et al.* (2015) vinculan el forzamiento solar con la ocurrencia de eventos de crecida en la cuenca del alto Aare: fases de mayor actividad solar se relacionan con una mayor frecuencia de inundaciones en el área de estudio.

No obstante, el forzamiento climático no es el único involucrado en el proceso de agradación. De acuerdo con Meybeck (2003), la presión antrópica sobre los sistemas fluviales ha alcanzado un grado en el que no se puede considerar que son únicamente controlados por procesos naturales, sino que las modificaciones antrópicas tienen un papel primordial en el funcionamiento de estos sistemas. Según Gregory (2006), desde hace 4000 años se produce una modificación de los canales de los ríos, una de cuyas consecuencias es la alteración de la carga que transportan. En sistemas deltaicos como el del Rin, Hoffmann (2006) describe un incremento de las tasas de sedimentación como respuesta a las actividades humanas en la cuenca. El autor apunta a una aceleración de las tasas a partir de la Edad de Bronce, concluyendo que el impacto del clima sobre el sistema desde esta época es limitado, mientras que la influencia antrópica sobre el mismo es elevada.

Diversas actividades pueden ejercer como factores de control sobre la agradación en llanuras de inundación. La modificación del sistema mediante acciones de gestión hidráulica tiene consecuencias directas sobre los patrones temporales y espaciales del proceso. Las llanuras de inundación son áreas de especial relevancia en este sentido, puesto que existe una mayor vulnerabilidad a las inundaciones, por la mayor existencia de asentamientos e

infraestructuras. No obstante, la corrección de cauces y la construcción de diques no es la única acción de gestión que incide sobre la dinámica de las inundaciones. La creación de presas en el área de cabecera de la cuenca del Aare introdujo modificaciones en la carga transportada y depositada por el Aare en el delta (Anselmetti *et al.*, 2007), así como en el régimen de crecidas.

Los cambios en los usos del suelo contribuyen también a la alteración del proceso de agradación. La deforestación llevada a cabo para ganar terreno para la explotación agrícola de las cuencas conlleva una mayor erosión. Así, una mayor cantidad de material disponible en las vertientes puede tener efectos sobre los volúmenes de sedimentación en los fondos de valle. Dapples *et al.* (2002), mediante el estudio de sedimentos lacustres y registros palinológicos, certifican una mayor ocurrencia de deslizamientos en los Alpes como consecuencia de la tala de bosques. En el mismo sentido, Dedkov (2004) observa un incremento de la carga en suspensión disponible en cuencas intensamente cultivadas. Cabe resaltar, como se ha expuesto en capítulos anteriores, que las facies asociadas a la carga en suspensión son mayoritarias en la llanura deltaica. Por su parte, Dearing y Jones (2003) refieren que la afección de este fenómeno es mayor en cuencas pequeñas o medianas.

La Figura 7.4 muestra los resultados de la agradación en el perfil AP-1 obtenidos por medio de la modelización SIG, en relación a los mencionados factores antrópicos en la cuenca del alto Aare. La dinámica histórica de los cambios de usos del suelo, en relación al desarrollo forestal, se ha obtenido gracias a los análisis palinológicos de Tinner *et al.* (2003), en las vertientes N y S de los Alpes; de Van der Knaap *et al.* (2000), en 23 lagos suizos; y de Wick *et al.* (2003), en el lago Sägistalsee, una pequeña cuenca endorreica situada a escasos km del área de estudio. El pastoreo constituye una actividad de vital importancia en las sociedades tradicionales de la región. La tala de bosques, para su conversión en superficies de pastos, comienza en el Neolítico superior (Wick *et al.*, 2003), y se intensifica durante la Edad de Bronce y la Edad del Hierro, debido a las mejoras técnicas introducidas para la agricultura (Tinner *et al.*, 2003), si bien no se produce un deterioro constante durante este periodo (Schulte *et al.*, 2009). Durante el Periodo Romano se produce una pequeña recuperación de la masa forestal, correspondiente a un descenso del uso intensivo del suelo, que se prolonga durante el Periodo de las Grandes Migraciones (Invasiones Bárbaras). Las tasas de agradación han ido aumentando paulatinamente en el perfil AP-1 desde la Edad del Hierro (Figura 7.4), incluso durante el corto periodo de expansión de los bosques. La caída en las tasas se produce al final de este breve periodo. Tras el cual comienza de nuevo la deforestación intensiva en la región, cuyos máximos se alcanzan en la Edad Media (cuenca del Lüttschine: Schulte *et al.*, 2009; conjunto de Suiza: Van der Knaap *et al.*, 2000). La agradación vuelve a alcanzar un máximo al final del Medievo, en el intervalo 650 - 350 cal. BP. Recientemente se ha producido una reforestación (Wick *et al.*, 2003) como respuesta a los cambios contemporáneos en el uso del suelo.

Aggradation trends vs. Human impact on landscape

(AP-1 profile)

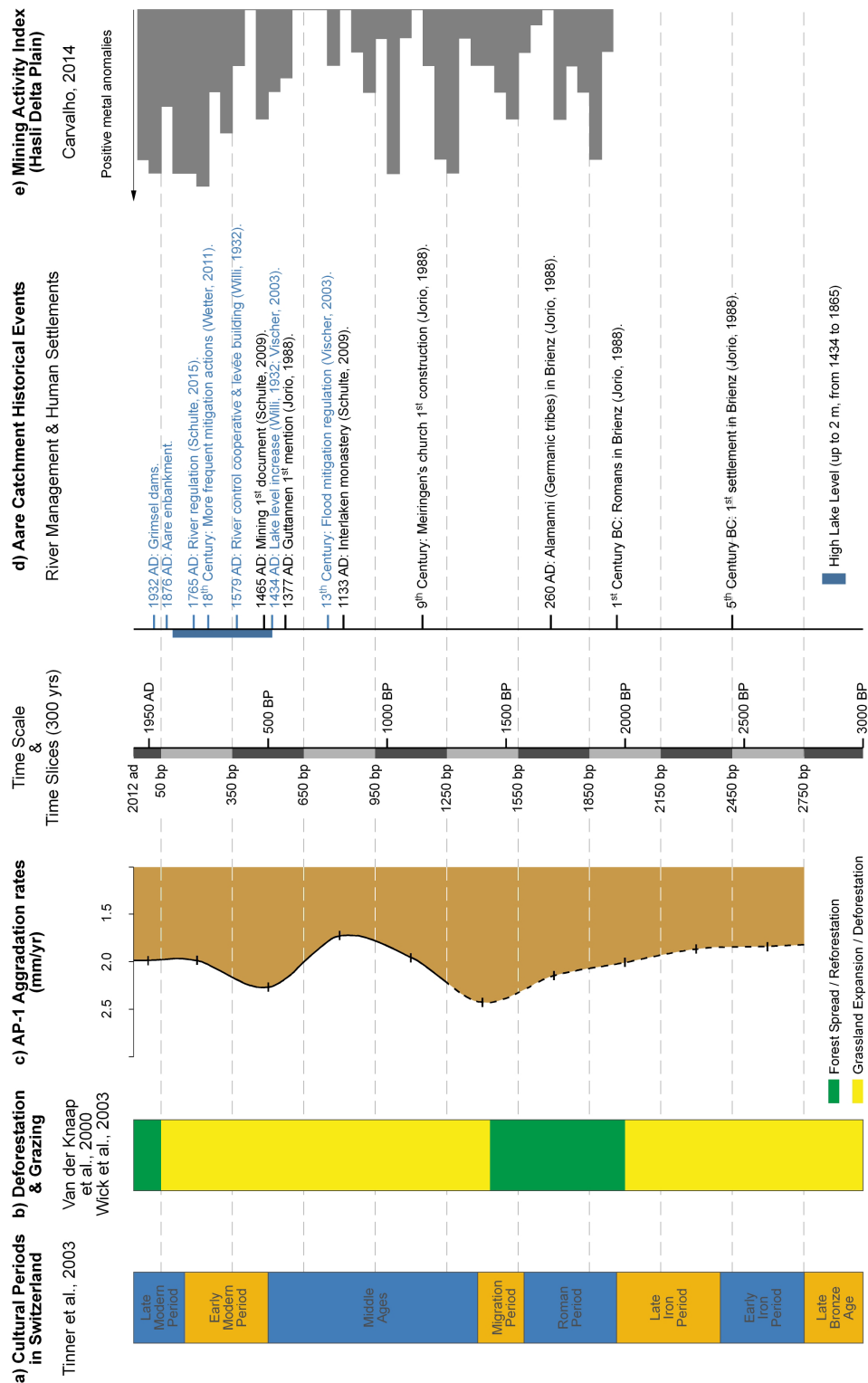


Figura 7.4. Tendencias de agradación (perfil AP-1) *vs.* impacto antrópico en la cuenca alta del Aare. a) Periodos culturales en Suiza (Tinner *et al.*, 2003). b) Fases de expansión de pastizal (deforestación) y recuperación forestal (Van der Knaap *et al.*, 2000; Wick *et al.*, 2003). c) Tasa de agradación en el perfil AP-1 (la línea discontinua indica los intervalos calculados a partir de dos sondeos). d) Acontecimientos históricos en la cuenca (diversas fuentes, ver gráfico). e) Índice de actividad minera en el delta de Hasli (Carvalho, 2014).

La presión antrópica ejercida por las comunidades locales en la cuenca (especialmente durante los últimos 500 años) se puede inferir mediante el índice de actividad minera de Carvalho (2014), que se muestra en la Figura 7.4. El índice representa las fases con mayor concentración de anomalías positivas de metales, medidas mediante escaneo XRF de sondeos realizados en la llanura deltaica de Hasli (Carvalho, 2014). Estos *clusters* se asocian a periodos de mayor actividad, de los cuales se puede inferir una mayor presión demográfica en la cuenca. El descenso en la agradación observado en la ventana 950 - 650 cal. BP coincide con una fase de escasa actividad en el índice. Los intervalos con tasas elevadas, 1550 - 1250 cal. BP y 650 cal. BP - 2012 AD, concuerdan con *clusters* de mayor relevancia en el índice.

El comienzo de las acciones de gestión hidráulica por parte de los organismos locales, a fin de mitigar los daños causados por las inundaciones, se remonta varios siglos atrás. Y se prolonga hasta la actualidad. Ya en el s. XIII se hace efectiva la primera normativa para regular la mitigación de los episodios de crecida (Vischer, 2003). En 1579 se establece una cooperativa local para la gestión del curso del Aare en la llanura deltaica, y se construyen diques artificiales para contener las avenidas (Willi, 1932). Durante el s. XVIII las acciones de mitigación se hacen más frecuentes (Wetter, 2011), como consecuencia de las políticas de regulación del río adoptadas tras grandes eventos de inundación (Schulte *et al.*, 2015). Finalmente, en 1876 se acomete la canalización del Aare a lo largo de la llanura deltaica, con un trazado rectilíneo, y la construcción de diques artificiales adosados. Las acciones para el control del curso continúan vigentes en la actualidad (de menor intensidad, reformas en sectores puntuales), como se ha podido comprobar en las campañas de trabajo de campo. Además de la actividad de control en la llanura de inundación, en la primera mitad del s. XX se construyen tres presas al pie de los glaciares de la cabecera de la cuenca, que son finalizadas en 1932. Todas estas operaciones, encaminadas a paliar los efectos de las crecidas, deben tener una respuesta en las pautas espaciales y temporales de la acumulación de sedimentos en la llanura deltaica. Cabría esperar un descenso de la agradación paralelo a la implementación de medidas más efectivas a lo largo de la historia reciente del valle. La tasa de agradación del perfil AP-1 desciende ligeramente en la época más reciente (tras el máximo en 650 -350 cal. BP), cuando se agrupan las acciones más importantes. La caída de las tasas es algo más acusada en el perfil AP-2, pero muy escasa en el AP-3. No obstante, cabe resaltar la subida del nivel del lago, provocada por el represamiento artificial del lago Brienz en Interlaken, desde 1434 a 1865 (Willi, 1932; Vischer, 2003). Al aumentar el nivel de base del curso del Aare, la consecuencia inmediata es un aumento de las inundaciones en la llanura deltaica (Schulte *et al.*, 2015). En la Figura 7.4 se puede observar que el intervalo de agradación máxima, 650 - 350 cal. BP, coincide con el alto nivel de las aguas del lago, cuyo ascenso se produce en 516 cal. BP.

A la vista de los resultados, se plantea el interrogante de si es posible identificar dos tendencias disociables en el tiempo, una dirigida por factores naturales y otra por el forzamiento antrópico en la acumulación aluvial, o más bien se trata de una combinación

de factores que actúan con diferentes grados de afectación. La Tabla 7.2 presenta un breve resumen de factores que pueden favorecer o aminorar la agradación. Las fluctuaciones observadas en las reconstrucciones de la temperatura muestran una alta vinculación con las tasas de agradación. Las fases frías coinciden con mayores volúmenes de sedimentos, confirmando así la correlación expresada por Schulte *et al.* (2015) entre actividad solar e irradiación y episodios de inundación. Sin embargo, el intervalo más reciente de los analizados mantiene tasas elevadas a pesar del incremento térmico registrado en los Alpes. Las grandes tendencias de las series de precipitaciones, por su parte, no permiten establecer una relación clara con la agradación, con los resultados obtenidos en este estudio. El comportamiento de los glaciares, que responde fundamentalmente a las variaciones térmicas, parece indicar que un incremento de la actividad glacial y periglacial, con el consiguiente aumento de material disponible en las partes altas de la cuenca, puede concordar con el crecimiento de las tasas de agradación.

Por otro lado, desde el punto de vista antrópico, la presión demográfica y la deforestación no siempre parecen conducir a una intensificación de la acumulación en la llanura de Hasli (especialmente en los últimos siglos). Las efectivas actuaciones de mitigación (Schulte *et al.*, 2015) y la construcción de presas (Anselmetti *et al.*, 2007) contribuyen a aminorar el ritmo de la agradación en la época más reciente. Durante la LIA, en condiciones de deterioro climático, tras la deforestación intensiva acaecida durante la Edad Media, con una creciente presión antrópica en la cuenca, y la subida del nivel de las aguas del lago Brienz, se produce una importante acreción de la llanura deltaica (Figuras 7.3 y 7.4).

Resulta imposible determinar cuál de estos factores (Tabla 7.2) tiene mayor relevancia en el proceso, con los datos expuestos en el presente estudio; pero éstos sí parecen evidenciar que la combinación de los forzamientos naturales y antrópicos dirige el incremento de la agradación, (Pfister, 2003; Schulte *et al.*, 2015). La relevancia de los factores antrópicos de control se incrementa a lo largo del tiempo, alcanzando su mayor grado en la actualidad. Así, durante el intervalo de tiempo analizado, el sistema no puede ser considerado exclusivamente controlado por factores naturales en ninguna fase (en concordancia con los resultados de e.g. Meybeck, 2003; Gregory, 2006; Houben *et al.*, 2006). De este modo, el aumento de las temperaturas en el s. XX (fase cálida), en conjunción con la mayor eficiencia de las medidas de control de inundaciones, debería traducirse en un descenso de acumulación de material. Se observa una muy leve caída de las tasas respecto a la fase fría anterior (LIA) (Figuras 7.3 y 7.4). La explicación quizá puede encontrarse, de nuevo, en la combinación de factores: el incremento de la presión antrópica en la cuenca (por ejemplo: turismo masivo, actividades extractivas, crecimiento demográfico, establecimiento de infraestructuras) quizá debería conllevar un aumento de la producción y depósito de material, que estaría siendo compensado por el factor climático y la eficacia de la gestión hidráulica en esta época. O quizá es aún demasiado pronto para valorar los efectos de los distintos forzamientos propios del periodo actual sobre el crecimiento de la llanura deltaica, por una simple cuestión de falta de perspectiva temporal.

Tabla 7.2. Resumen de factores que acrecientan/reducen la agradación en la llanura deltaica de Hasli.

Factores que potencian la agradación	Factores que moderan la agradación
Fases frías: mayor frecuencia de inundaciones	Fases cálidas: menor frecuencia de inundaciones (formación de turbas)
Fases frías: mayor actividad glaciár	Fases cálidas: menor cubierta nival; reducción de extensión de zonas glaciár y periglaciár
Presión antrópica: deforestación y rotulación de tierras (incremento de material disponible por erosión)	Mitigación de inundaciones: canalización y diques (transporte hacia el frente delático, progradación del delta); defensas en tributarios (retención en subcuencas)
	Modificaciones antrópicas: reforestación (reciente)
Gestión hidráulica aguas abajo: subida del nivel del lago	Gestión hidráulica: presas en cabecera (retención de material y modificación de la carga)
	Gestión hidráulica aguas abajo: bajada del nivel del lago.
Factores internos de la llanura aluvial: aportes laterales	Factores internos de la llanura aluvial: canal meandriforme único (más ambientes deposicionales desconectados de las inundaciones)
Factores internos de la llanura aluvial: sistemas braided y multiplicidad de canales secundarios (mayor extensión ocupada por facies de canal)	Factores internos de la llanura aluvial: procesos erosivos (disimetrías topográficas debido a desigual acreción vertical)

7.3. ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN TOTAL ALMACENADO EN LA LLANURA DELTAICA EN LOS ÚLTIMOS 1300 AÑOS

La dinámica sedimentaria longitudinal (efecto cuña) provoca que la edad alcanzada en los perfiles distales sea mayor que en los perfiles más próximos al ápice. No obstante, como se ha visto en el apartado anterior, los tres perfiles (excluyendo el AP-5) cuentan con resultados de agradación al menos desde 1250 cal. BP. Partiendo de estos resultados, se estima el volumen acumulado en la llanura deltaica, según ventanas temporales de 300 años, desde 1250 cal. BP hasta la actualidad (1312 años). Así, se obtiene una aproximación a la cuantía total del material almacenado en época reciente, y sus variaciones temporales según intervalos de 300 años.

7.3.1. CONCEPTO Y MÉTODO

En el Apartado 6.2 se ha dividido la llanura deltaica en 5 sectores (Tabla 6.4). Cada sector está representado por un perfil de sondeos, excepto el sector apical, en el que existen varios sondeos (Fluvalps: Carvalho y Schulte, 2013; Carvalho, 2014; Schulte *et al.*, 2015; y WEA:

Valle, 1994; Figura 4.30). La estimación del volumen almacenado en cuencas limitadas espacialmente, como es el caso del delta del Aare, se calcula atendiendo a la geometría de las mismas (e. g. Berendsen y Stouthamer, 2001; Macaire *et al.*, 2002; Schrott *et al.*, 2003; Hoffmann, 2006; De Moor y Verstraeten, 2008; Erkens, 2009; Carvalho, 2014). A partir de los volúmenes obtenidos en cada uno de los perfiles, y conociendo la geometría de cada uno de los sectores previamente definidos, se calcula por extrapolación el volumen por intervalos temporales en cada uno de ellos.

El Sector 4, correspondiente al ápice, requiere una aproximación ligeramente distinta. Como se ha reseñado en capítulos anteriores, el área apical está formada por facies de materiales gruesos: gravas, gravas con arenas, y arenas gruesas (a partir de sondeos del grupo Fluvalps; Carvalho, 2014; y sondeos del WEA; Valle, 1994). Además, la agradación en este sector está fuertemente influida por los aportes laterales (Carvalho, 2014), cuyos depósitos ocupan buena parte de su superficie, ya sean abanicos aluviales o provenientes de movimientos de vertiente. Gander (2007) data el deslizamiento de Balm, y determina las tasas de agradación en este sector del valle. Carvalho (2014), asimismo, establece la tasa de agradación en época histórica del sondeo AA-7, cercano a este deslizamiento, a partir de las capas de material clástico encontradas en él. Conocida la geometría del Sector 4⁶, y mediante la aplicación de esta tasa de agradación (2.35 mm/año), se estima la profundidad a la que se encuentra una teórica isócrona de 1250 cal. BP, a partir de la cual se calcula el volumen total contenido en este sector para todo el periodo analizado. La división de este volumen total en ventanas temporales de 300 años sigue la tendencia mostrada por los perfiles. Para ello, se calcula el tanto por ciento que supone el volumen acumulado en los perfiles en cada intervalo sobre el total acumulado desde 1250 cal. BP en cada uno de ellos. El volumen total acumulado en el Sector 4 se divide en periodos temporales, representados por los porcentajes obtenidos del resto de la llanura deltaica, siguiendo así la misma tendencia general mostrada por los perfiles.

El frente detaico, donde se produce la mayor acumulación de sedimentos, según describen los trabajos de Hinderer (2001) y Anselmetti *et al.* (2007), no está incluido en el modelo presentado, puesto que este estudio no cuenta con datos para modelizar la progradación del frente y la sedimentación subacuática en el prodelta.

7.3.2. RESULTADOS

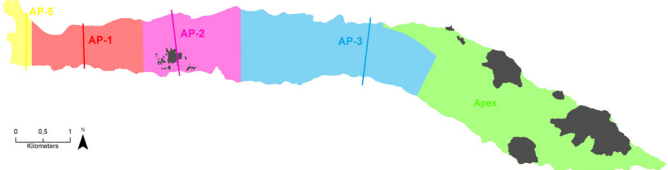
Los resultados derivados del modelo para cada sector por ventanas temporales se exponen en la Tabla 7.3 (el esquema representa la división de la llanura deltaica por sectores). El resultado del volumen del perfil AP-5 para el periodo 350 - 50 cal. BP representa

⁶ Únicamente se tiene en cuenta la superficie ocupada por sedimentos fluviales atribuibles al Aare. La superficie ocupada por los abanicos aluviales contruidos por afluentes laterales y depósitos de ladera ha sido sustraída, puesto que el modelo pretende estimar el volumen almacenado de sedimentos fluviales en la llanura deltaica. Este criterio rige igualmente para el resto de sectores en los que existen depósitos de vertiente.

el material acumulado de llanura deltaica (porción subaérea); no se tiene en cuenta los depósitos de frente, por lo que la cifra corresponde al material almacenado desde 188 cal. BP (ver Apartado 4.4). Asimismo, como se ha mencionado previamente, los resultados cuantifican exclusivamente el material fluvial almacenado en la llanura de inundación (las áreas en gris simbolizan los aportes laterales, de los que se ha prescindido en los cálculos totales).

Tabla 7.3. Volúmenes de material fluvial almacenado por sectores en la llanura deltaica.

	Vol Sector 5 (km ³) (valores · 10 ⁻⁴)	Vol Sector 1 (km ³) (valores · 10 ⁻⁴)	Vol Sector 2 (km ³) (valores · 10 ⁻⁴)	Vol Sector 3 (km ³) (valores · 10 ⁻⁴)	Vol Sector 4 ^a (km ³) (valores · 10 ⁻⁴)
50 BP - 2012 AD	1,99	3,60	4,72	12,23	13,17
350 BP - 50 BP	2,94 ^b	9,63	14,10	34,42	35,68
650 BP - 350 BP		10,99	16,06	31,57	34,24
950 BP - 650 BP		8,39	10,02	27,47	26,80
1250 BP - 950 BP		9,48	10,75	24,29	26,01
1550 BP - 1250 BP		11,76	9,92		
1850 BP - 1550 BP		10,41			
2150 BP - 1850 BP		9,74			
2450 BP - 2150 BP		9,04			
2750 BP - 2450 BP		8,91			



a) Explicación del cálculo de volúmenes del Sector 4 en el texto.

b) La cifra indica el volumen de agradación para el periodo 188 BP - 50 BP. Explicación en el texto.

Partiendo de las cifras obtenidas para cada sector se estima el volumen total de material almacenado en el valle (Tabla 7.4), así como la tasa de agradación resultante en cada ventana temporal para el conjunto de la llanura deltaica (la Figura 7.5 ofrece una representación gráfica de ambas variables). Obviamente, la tendencia temporal observada es semejante a la expuesta en apartados previos para los perfiles. El volumen total almacenado en la llanura deltaica desde 1250 cal. BP hasta la actualidad se cifra en $36.86 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. La modelización realizada por Carvalho (2014) arroja un volumen de sedimentación para el mismo periodo de $45.73 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. La disparidad entre ambas cifras encuentra su explicación en las particularidades propias del modelo de cada uno de los trabajos. Si bien la base conceptual de la modelización SIG es común, los enfoques de partida difieren. Carvalho (2014) parte de numerosos sondeos profundos, situados longitudinalmente en la llanura deltaica, lo que permite alcanzar una mayor edad en la modelización. En el presente estudio se pretende atender a la variabilidad lateral de las facies, por medio de los perfiles de sondeos someros, para así tratar de incluir la variabilidad espacial lateral en la modelización, lo que implica que la edad contemplada es menor, pero se obtiene una mayor resolución temporal. Asimismo, el volumen de material obtenido por Carvalho (2014) engloba todos los depósitos existentes en la llanura deltaica, mientras que los

resultados aquí presentados se circunscriben únicamente al material fluvial. Como se ha puesto de manifiesto, los aportes de vertiente y de afluentes laterales que forman abanicos sobre la llanura deltaica son muy relevantes, especialmente en el área del ápice.

El periodo de mayor volumen de agradación se produce entre 350 y 50 cal. BP, con un total de $9.68 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, que se traduce en una tasa de 2.65 mm/año. El intervalo anterior, 650 - 350 cal. BP, también acoge un elevado volumen ($9.29 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, 2.63 mm/año). Las tasas obtenidas por Carvalho (2014) para los periodos 1000 - 500 cal. BP y 500 cal. BP - 2008 AD son, respectivamente, 2.90 mm/año y 2.02 mm/año. Los mínimos se dan durante la primera parte de la Edad Media, en los intervalos de 1250 - 950 cal. BP y 950 - 650 cal. BP, con $7.05 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ y $7.27 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, respectivamente (Tabla 7.4). De acuerdo con Brown *et al.* (2009), en sistemas complejos con alta variabilidad de facies, como son las llanuras deltaicas, el resultado de la modelización, fruto de un modelo de facies bien desarrollado, debe ser expresado en términos de masa, debido a las disparidades provocadas por la variación de la densidad aparente de los materiales. Así, se ha calculado la masa que representa cada uno de los volúmenes almacenados por intervalos temporales (Tabla 7.4). En el Capítulo 6 se ha determinado la densidad media de cada uno de los perfiles (Tabla 6.4). Se aplica esta densidad al volumen obtenido para cada sector para cada ventana temporal, para calcular la masa total de la llanura deltaica. Como se ha visto, los periodos 650 - 350 cal. BP y 350 - 50 cal. BP arrojan resultados de volumen muy semejantes. Sin embargo, los resultados para el cálculo de masa amplían esta diferencia: $14.88 \cdot 10^6 \text{ T}$ y $15.53 \cdot 10^6 \text{ T}$, respectivamente (Tabla 7.4). De estas cifras se desprende que la densidad aparente del conjunto del material almacenado durante la fase 350 - 50 cal. BP es ligeramente superior, lo que indicaría una mayor representatividad de facies de partículas más gruesas en este periodo. No obstante, cabe resaltar que las diferencias en la densidad aparente de todos las ventanas temporales son mínimas, puesto que en todos los casos la cifra se sitúa en torno a 1.6 g/cm^3 . La densidad aparente media del conjunto de los depósitos almacenados desde 1250 cal. BP es 1.6035 g/cm^3 (Tabla 7.4). Este valor es equiparable a la densidad de las facies de arenas finas, que, como se ha expuesto previamente, es la fracción porcentualmente mayoritaria en la llanura deltaica.

Tabla 7.4. Estimación del volumen y masa total de los sedimentos fluviales almacenados en la llanura deltaica desde 1250 cal. BP.

	Volumen total (m^3) (valores $\cdot 10^6$)	Tasa de agradación (m^3/m^2)	Tasa de agradación anual (mm/año)	Masa (T) (valores $\cdot 10^6$)	Densidad aparente (T/m^3)
50 BP - 2012 AD	3,57	0,293	2,62	5,74	1,6062
350 BP - 50 BP	9,68	0,794	2,65	15,53	1,6048
650 BP - 350 BP	9,29	0,789	2,63	14,88	1,6024
950 BP - 650 BP	7,27	0,618	2,06	11,65	1,6029
1250 BP - 950 BP	7,05	0,600	2,00	11,30	1,6022
Total 1250 BP - 2012 AD	36,86	3,024	2,30	59,10	1,6035

Last 1300 years sediment storage in the Hasli delta plain, Swiss Alps.

(300 years time-slices).

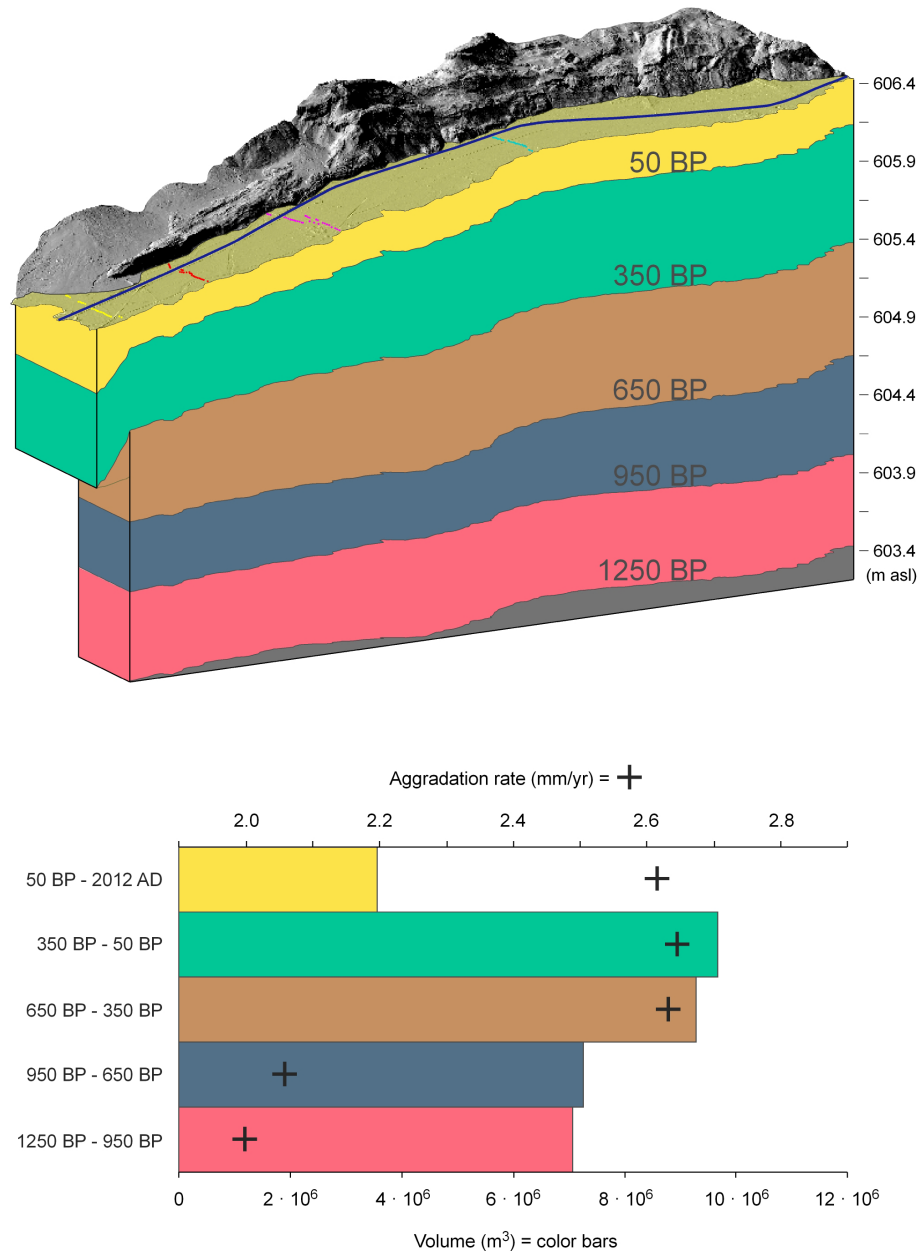


Figura 7.5. Material acumulado por ventanas temporales en la llanura deltaica. (En el gráfico inferior las barras de colores representan los volúmenes para cada ventana temporal; las cruces, la tasa de agradación).

Finalmente, a la vista de la relación advertida, mediante el análisis de los resultados de agradación de los perfiles, entre las tendencias de la temperatura y la acumulación sedimentaria, se compara el volumen total de la llanura de inundación con la reconstrucción de temperaturas para los Alpes Centrales realizada por Mangini *et al.* (2005) (Figura 7.6).

En consonancia con los resultados previos, las altas temperaturas registradas desde 1250 cal. BP a 650 cal. BP coinciden con las cifras de acumulación más bajas. Por el contrario, la caída de temperaturas posterior, concuerda con el aumento del volumen del material fluvial acumulado en la superficie del delta.

Sediment storage (1250 BP - 2012 AD) vs. Temperature Trends

(Temperature data: Mangini et al., 2005).

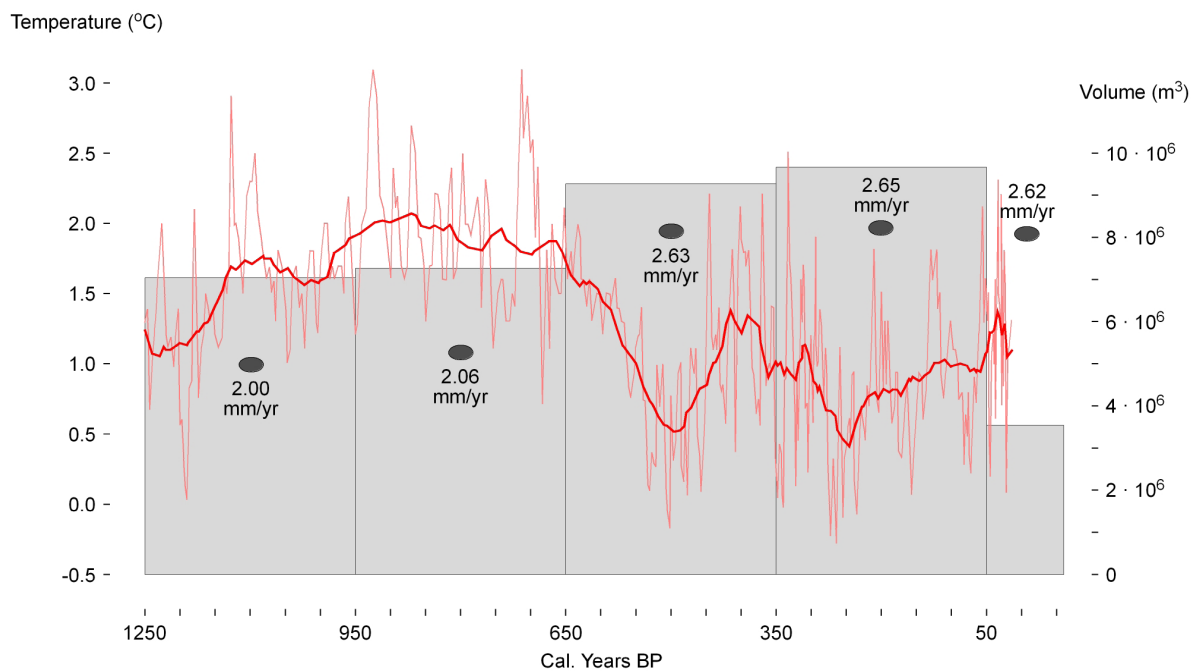


Figura 7.6. Volumen total almacenado en el delta de Hasli (por ventanas temporales) *vs.* Temperatura en los Alpes desde 1250 cal. BP. Las columnas representan al volumen almacenado en cada intervalo; y los puntos, la tasa de agradación correspondiente. La serie de temperaturas corresponde a la reconstrucción a partir de espeleotemas en la cueva de Spannagel (Austria) realizada por Mangini *et al.* (2005). La curva gruesa representa la media móvil de 30 años.

7.4. ERROR E INCERTIDUMBRE DE LA MODELIZACIÓN

El propósito del presente capítulo es describir y modelizar, a partir de los datos disponibles, el crecimiento de un sistema complejo como el delta de Hasli, a lo largo del Holoceno Tardío, tomando en consideración también la componente espacial de la acumulación de material fluvial. La elaboración de un modelo como el aquí expuesto implica una simplificación del proceso, de la cual se deriva cierto grado de incertidumbre. En este apartado se pretende evaluar la robustez de los resultados obtenidos, mediante la discusión de los diferentes factores a partir de los cuales se construye el modelo. La incertidumbre ligada a determinados aspectos puede ser cuantificada con relativa facilidad, pero buena

parte de los componentes analizados difícilmente permite determinar cualitativamente el grado de error que comportan. Las limitaciones provenientes de los diferentes métodos de análisis de muestras puestos en práctica (LOI, XRF, granulometría, AMS ^{14}C) han sido ya presentadas en los apartados dedicados a la metodología. No obstante, cabe resaltar el elevado número de muestras procesadas por cada uno de los métodos, que proporciona una alta capacidad de caracterización de los registros sedimentarios.

Un aspecto primordial en la elaboración del modelo es la cantidad de sondeos disponibles. De la cifra, localización y dispersión de los sondeos en la llanura deltaica depende en buena medida la resolución espacial del modelo. Las reconstrucciones litoestratigráficas de los perfiles alcanzan un alto grado de resolución, gracias al sondeo sistemático en intervalos de 20 m. Así, la disposición de las diferentes capas y facies en los dos metros superficiales puede ser establecida con una relativamente alta fiabilidad. La arquitectura sedimentaria de los perfiles, como se ha puesto de manifiesto, es un aspecto clave para la creación de los modelos geocronológicos, mediante los cuales se componen las paleosuperficies del modelo SIG. No obstante, los perfiles cuentan únicamente con dos sondeos profundos cada uno, por lo que la reconstrucción de la litoestratigrafía en profundidad resulta más compleja. Las características de los espacios de la llanura deltaica situados entre perfil y perfil se infieren mediante los sondeos del grupo Fluvalps (Carvalho y Schulte, 2013; Carvalho, 2014; Schulte *et al.*, 2015), y del WEA (Valle, 1994). Si bien en estos casos la variabilidad lateral de facies no puede ser registrada, se suple esta carencia por medio del estudio morfológico superficial y de migraciones laterales del lecho. Dicho esto, se considera que el número total de sondeos manejado en el presente trabajo (283 m sondeados en cinco campañas: 113 sondeos de 2 m, y 8 sondeos profundos) es adecuado para alcanzar una primera aproximación a la modelización basada en el análisis de facies.

La modelización cronoestratigráfica de los depósitos es el aspecto clave en la construcción del modelo de agradación. Por tanto, es particularmente relevante a la hora de calibrar la bondad de los resultados. En primer lugar, el número de dataciones AMS ^{14}C disponibles determina la resolución temporal y fiabilidad de la cronología de los perfiles. Por las razones ya mencionadas en el capítulo dedicado a la metodología (tipo de sonda utilizada, características de los sedimentos, removilización de materia orgánica), la obtención de muestras que cumplan los requisitos idóneos para su datación es improbable. Las limitaciones en la determinación de la cronología de los perfiles, derivadas del número de dataciones disponibles, se suplen gracias a la alta resolución espacial de las reconstrucciones litoestratigráficas, así como a la información histórica de distintas fuentes, que permiten establecer la dinámica geomorfológica de la agradación en cada uno de ellos. En segundo lugar, las dataciones por radiocarbono acarrean un rango de error proveniente del propio método de datación. Los rangos de error de cada una de las dataciones utilizadas en el presente estudio pueden ser consultados en las tablas 4.2, 4.4, 4.6 y 4.8. El rango de error en porcentaje del perfil AP-1 se sitúa entre 3.6% y 7.0%; en el AP-2, entre 3.3% y 6.7%; en el AP-3: 3.6% - 11.9%; y en el AP-5: 4.4% - 5.7%. Evidentemente, estos rangos de

error tienen su traducción en la obtención de las tasas de agradación y la profundidad de las isócronas. En tercer lugar, el uso de modelos de regresión lineal en la interpolación de las edades de cada nivel de un *core* se aleja de la realidad, ya que no existe un aporte continuo de material, sino que la agradación se produce en pulsaciones sucesivas con las inundaciones. Finalmente, la ocurrencia de fases erosivas, propias de la dinámica del canal en la superficie de la llanura deltaica, puede introducir interrupciones en las columnas de sedimentos que afecten a la cronología.

La creación de paleosuperficies en SIG, a partir de las cuales se calculan los volúmenes almacenados en cada intervalo temporal, está determinada por el procedimiento de interpolación geoestadística. El tipo de *kriging* escogido trata de minimizar los errores producidos, si bien existe un porcentaje de error, inherente al propio método, que se muestra en la Tabla 7.5. La interpolación por *kriging* consiste en la predicción lineal de los valores situados entre puntos de valor conocido. El algoritmo también predice los valores en los puntos conocidos. De este modo se puede cuantificar la desviación de cada una de las interpolaciones realizadas. En el caso del modelo, una paleosuperficie se calcula a partir de, por ejemplo, 27 puntos conocidos (la profundidad de la isócrona en los 27 sondeos) y se interpola el espacio entre ellos. La desviación de las predicciones en los puntos conocidos (error estándar en la Tabla 7.5) expresa, en cm, cuánto se puede alejar la paleosuperficie resultante de la realidad, es decir de la profundidad real (introducida en el cálculo) de la isócrona en cada uno de los 27 puntos. Las columnas de cada perfil (Tabla 7.5), correspondientes a cada paleosuperficie, expresan el valor medio de esta desviación de todos los sondeos del perfil. La columna de porcentaje expresa la relación porcentual de este valor con la profundidad media de la isócrona. Puesto que la mayor o menor profundidad de las isócronas determina el volumen de material contenido entre ellas, este porcentaje puede ser indicativo del error que comportan los resultados de agradación. En el caso de los perfiles AP-1, AP-3 y AP-5 el error se sitúa entre el 11.25% y el 18.11% (Tabla 7.5). El error proveniente del perfil AP-2 es mayor (26.58%). Esto se debe a las características propias de la sección. Como se ha puesto de manifiesto, en el sector del perfil existe una importante acumulación de material del deslizamiento de Bitschi. El espacio ocupado por los depósitos del deslizamiento no cuenta con sondeos, y por lo tanto, con puntos de apoyo para la interpolación. Cuanto más distantes se encuentran los puntos en el método *kriging*, mayor es el error resultante. Así, los 250 m lineales existentes entre dos sondeos vecinos, entre los cuales se encuentra el material de vertiente, produce el incremento del error con respecto al resto de perfiles.

El error medio procedente de las paleosuperficies utilizadas para el cálculo del volumen/masa total almacenado en la llanura deltaica en el periodo 1250 cal. BP - 2012 AD se muestra en la columna de la derecha de la Tabla 7.5. Así, el error medio de los resultados de volumen total expuestos en el Apartado 7.3, derivado únicamente de la modelización de paleosuperficies en SIG, es del 18.46%.

Tabla 7.5. Márgenes de error en la creación de paleosuperficies mediante *kriging*.

	AP1 (Promedio: 13,91%)		AP2 (Promedio: 26,58%)		AP3 (Promedio 11,25%)		AP5 (Promedio: 18,11%)		Error medio (%)
	Error estándar (cm)	%	Error estándar (cm)	%	Error estándar (cm)	%	Error estándar (cm)	%	
Paleosuperficie (BP)									
50	0,04	15,93	0,07	29,54	0,06	18,38	0,06	15,10	19,74
350	0,16	16,88	0,22	23,62	0,16	13,35	0,32	18,11	17,99
650	0,30	20,84	0,36	20,68	0,13	6,65	0,73	21,12	16,06
950	0,32	18,57	0,71	30,17	0,21	8,16			18,96
1250	0,34	16,86	1,05	32,08	0,33	9,73			19,56
1550	0,33	11,03	1,16	23,38					
1850	0,32	8,57							
2150	0,37	8,21							
2450	0,46	8,77							
2750	0,49	13,47							
Error medio cálculo volumen total									18,46%

La Tabla 7.6 muestra, a modo de resumen, la cuantificación de los aspectos comentados anteriormente, así como su grado de incidencia sobre los resultados presentados en apartados anteriores. El grado de incertidumbre asociado a las tasas de agradación obtenidas de la modelización en SIG se debe a factores que afectan con carácter general al modelo cronoestratigráfico; y a factores específicos producidos en los perfiles, que pueden provocar que éste se incremente puntualmente (en términos espaciales). El margen de error inherente al método de datación, en combinación con los posibles errores procedentes del método de *kriging*, constituyen la mayor fuente de incertidumbre (condicionan el modelo en términos generales), con un error promedio acumulado de 22.7% (rango: 9.9% - 44%). La posible variabilidad espacial no contemplada en las reconstrucciones litoestratigráficas por la falta de sondeos puede alcanzar un error promedio de 17.6%, que puede superponerse puntualmente en determinadas áreas a los condicionantes de carácter general. De igual modo, los procesos *cut and fill*, que suponen la pérdida de material previamente depositado, pueden representar un error, también con carácter localizado, del 6.3% (Tabla 7.6). El cálculo del volumen total almacenado durante los últimos 1300 años, también condicionado por los factores mencionados, se ve afectado además por la especificidad del sector del ápice, que representa el 36% del área total de la llanura deltaica. El número de sondeos disponibles es menor que en los otros sectores (no se puede contar con perfil litoestratigráfico) y el aporte de material de los tributarios no ha sido contemplado.

Tabla 7.6. Incertidumbre en la modelización SIG. Cuantificación del error potencial según los resultados expuestos en el trabajo: tasas de agradación; y volumen/masa totales para los últimos 1300 años. Dataciones ^{14}C : márgenes de error tras calibración de la edad. *Kriging*: márgenes de error por interpolación estadística para el cálculo de paleosuperficies. Variabilidad litoestratigráfica/geomorfológica no contemplada: mayor extensión en los perfiles no cubierta por sondeos. Procesos *cut and fill*: procesos detectados y volumen ocupado en los perfiles superficiales.

Resultado	Factor	Rango	Promedio	Grado de incidencia	Rango	Promedio
Tasas de agradación	Datación ^{14}C	3,3% - 11,9%	5,7%	General	9,9% - 44%	22,7%
	<i>Kriging</i>	6,6% - 32,1%	17,1%	General		
	Variabilidad lito/geom no contemplada	14,7% - 19,2%	17,6%	Puntual		
	Procesos <i>cut and fill</i>	4,46% - 7,2%	6,3%	Puntual		
Volumen total 1250 BP-2012 AD	Sector del ápice (no perfil)	12% / 36,1%		Local		

El tipo de modelo elaborado implica la extrapolación de información y resultados de un hecho puntual (sondeo; o, en este caso, perfil de sondeos) a la totalidad de la llanura deltaica. La complejidad de la construcción del delta excede la capacidad de explicación mediante hechos puntuales de la misma. No obstante, el conocimiento de los procesos históricos de inundación y dinámica del lecho en el delta de Hasli (Schulte *et al.*, 2015), la modelización de la acumulación en el Holoceno Superior y el análisis de registros sedimentarios previos (Carvalho y Schulte, 2013; Carvalho, 2014), y el estudio de la dinámica aluvial llevado a cabo, en base a los distintos ambientes internos, avalan la aplicación de esta tipo de modelización (Houben *et al.*, 2007; Brown *et al.*, 2009).

7.5. CONCLUSIONES

La modelización en SIG de los depósitos fluviales almacenados en la llanura deltaica de Hasli ha permitido analizar la componente temporal del proceso de agradación durante el Holoceno Tardío, proporcionando así una serie de conclusiones de carácter general.

El modelo, basado en el análisis de facies y el desigual crecimiento de los ambientes deposicionales observados en los perfiles, aporta información sobre las tendencias de la acumulación sedimentaria, así como sobre la respuesta del sistema fluvial a los factores de control externos e internos.

La división en ventanas temporales de 300 años permite indagar en la interconexión del proceso con los principales cambios ambientales en la región. La variabilidad climática de baja frecuencia muestra una vinculación con los pulsos de agradación en las secciones de

la llanura deltaica analizadas. Las fases frías coinciden con periodos de mayor acumulación, por la más frecuente ocurrencia de eventos de inundación (por ejemplo, durante la LIA, correspondiente al intervalo 650 - 50 cal. BP). En sentido opuesto, las fases cálidas se asocian con épocas de agradación moderada (ventanas 1250 - 950 cal. BP y 950 - 650 cal. BP). No obstante, las tendencias generales están sujetas a variaciones locales, vinculadas a la especificidad interna de los distintos sectores y ambientes de la llanura de inundación.

Además del forzamiento climático, la influencia de las actividades humanas en la cuenca modifica los patrones temporales de agradación. La presión ejercida por las comunidades locales y la deforestación intensiva pueden potenciar la acumulación sedimentaria. Por el contrario, la eficaz gestión hidráulica de las inundaciones y los cauces tienden a moderarla. Así, el material fluvial almacenado en cada periodo depende, por tanto, de una combinación de factores ambientales y antrópicos.

Desde el punto de vista metodológico, la modelización (tanto de paleosuperficies a partir de modelos cronoestratigráficos; como de volumen/masa total en base a la geometría del delta) está sujeta a una serie de incertidumbres, originadas por diversos factores: geocronología de los depósitos, interpolación estadística, extrapolación a partir de registros puntuales, e incidencia de procesos erosivos.

8

CONCLUSIONES FINALES
FINAL REMARKS

La reconstrucción, mediante un enfoque basado en el análisis de facies sedimentarias, del proceso de agradación en la llanura deltaica de Hasli ha permitido estudiar la respuesta del sistema fluvial de la cuenca alta del río Aare a diversos factores de control. Se ha examinado la variabilidad espacial (diferentes ambientes deposicionales y facies) y la variabilidad temporal (tendencias en la acumulación) durante el Holoceno Tardío.

El estudio coadyuva a mejorar el conocimiento de precisión sobre la acumulación sedimentaria en llanuras inundables, aportando información válida para la implementación de estrategias de gestión de este tipo de áreas en el contexto alpino, en las que la presencia de asentamientos e infraestructuras tiene una especial relevancia.

A continuación se presentan las consideraciones finales de acuerdo a los objetivos específicos definidos en el capítulo introductorio (Apartado 1.1).

1. Reconstrucción litoestratigráfica de los depósitos. Cambios laterales y cambios longitudinales.

La reconstrucción de la disposición litoestratigráfica de las cuatro secciones de la llanura de inundación, a partir de testigos sedimentarios (113 sondeos de 2 m; 8 sondeos profundos; en total, 283 m sondeados), ha mostrado las variaciones laterales de facies. La localización y estilo del canal del Aare en cada periodo define secuencias laterales granodecrecientes en los perfiles analizados. Longitudinalmente (desde el ápice hacia el sector distal), también se observan notables diferencias, puestas de manifiesto por la cartografía de la textura superficial realizada a partir de todos los sondeos disponibles en la llanura; cuyo rasgo principal es la mayor presencia de facies de materiales gruesos aguas arriba, por una menor extensión aguas abajo, donde aumentan los depósitos de materiales finos. El origen de estas disparidades puede estar en la tipología del canal en cada sector y la dinámica sedimentaria dominante. En áreas distales predomina, durante el periodo estudiado, un tipo de canal único meandriforme, en contraposición a las áreas más cercanas al ápice, donde aparecen múltiples canales o configuraciones *braided*.

Los registros sedimentarios muestran una importante continuidad lateral (transversal), alcanzando, en ocasiones, los centenares de metros. Gracias a esta estructura del relleno sedimentario, la variabilidad de la agradación se antoja representativa de la dinámica fluvial.

2. Modelización cronoestratigráfica y reconstrucción de la dinámica histórica de agradación.

Mediante los modelos cronoestratigráficos de los perfiles se ha reproducido el funcionamiento de los procesos de acreción vertical y lateral. De ellos se desprende un efecto oscilatorio, por el cual el canal pasa, en fases sucesivas, de un margen a otro de la llanura deltaica. Las disimetrías topográficas creadas por la acreción vertical

favorecen los procesos de avulsión y la migración lateral del canal, que cae a los sectores que han quedado topográficamente deprimidos por el desigual crecimiento, una vez que el sistema supera el umbral de equilibrio.

3. Caracterización de facies y ambientes sedimentarios.

El análisis multivariante ha probado ser una herramienta efectiva para identificar y agrupar muestras según sus propiedades (físicas y químicas) y las condiciones de sedimentación del ámbito en que han sido depositadas (Blott y Pye, 2001; Van Helvoort, 2003). El análisis factorial llevado a cabo, atendiendo a las diferencias entre ambientes deposicionales, ha revelado una estructura basada en la procedencia de los materiales (litología de las áreas fuente), la clasificación hidráulica de las partículas (granulometría), y los procesos postsedimentarios (edafogénesis, formación de turbas).

Las facies asociadas al ambiente de depresión interdistributaria se caracterizan, en términos generales, por los altos niveles de materia orgánica que contienen (desarrollo de capas turbosas); y se vinculan a depósitos de finos (decantación en entornos paludales), en cuya composición geoquímica prevalecen elementos como el azufre (por la ocurrencia de procesos redox en condiciones de anoxia) y los metales (debido a la capacidad de adsorción de la materia orgánica). Los depósitos de *levée* y canal corresponden a las texturas más gruesas, que se asocian a materiales de alta resistencia a la erosión, como Sr y Zr, relacionados con los siliciclastos del área de cabecera. Los materiales de *overbank* (correspondientes a la carga en suspensión sedimentada en episodios de desbordamiento; Houben, 2007) presentan una mayor heterogeneidad de sus propiedades texturales y geoquímicas, pues su dinámica deposicional depende de la capacidad de transporte (velocidad del flujo) y la magnitud de las crecidas, así como de la mayor extensión del espacio de acomodación. No obstante, en líneas generales, se encuentran en el rango de granulometría de las arenas finas y los limos gruesos. Su composición geoquímica sugiere la vinculación con aluminosilicatos y filosilicatos. El carácter distintivo de los ambientes deposicionales, unido a la relación entre textura, geoquímica y TOC, ha permitido, asimismo, definir indicadores indirectos (*proxies*) geoquímicos de carácter empírico para las diferentes facies.

4. Cuantificación de la variabilidad sedimentaria según facies y ambientes sedimentarios (componente espacial del proceso de agradación).

Las diferentes propiedades de los depósitos asociados a los ambientes deposicionales, junto con el análisis de la arquitectura fluvial a partir de evidencias de campo (formas superficiales, geometría de las unidades, reconstrucción de cambios laterales), ha permitido descomponer las secciones transversales según dichos ambientes (Houben, 2007). Así, se ha observado una notable diversidad en las tasas de agradación de la llanura de inundación, derivada de la variabilidad espacial registrada (Hoffmann, 2006). Las tasas siguen una tendencia longitudinal decreciente (mayores en el ápice,

menores hacia la desembocadura). En relación a los ambientes sedimentarios, las tasas mayores corresponden a las facies de canal y *levée*, descienden para los depósitos de *overbank*, y las más bajas se registran en depresiones interdistributarias. En este tipo de ambiente, las tasas de agradación muestran una tendencia ascendente hacia el sector distal, en oposición a las tasas en ambiente de canal, que decrecen hacia el lago; cuya explicación reside en las diferencias previamente mencionadas en la tipología de los canales (de *braided* a meandriforme) y el espacio de acomodación. Por su parte, la mayor distancia al canal, como fuente de material, implica también una reducción de las tasas de agradación, mostrando el grado de interconexión de cada ambiente con los eventos de inundación.

La variabilidad espacial de los sedimentos de la llanura aluvial también ha sido analizada mediante la cuantificación del volumen y masa que suponen las diferentes unidades sobre el conjunto. Las facies mayoritarias (a excepción del ápice: material grueso) corresponden a la fracción de las arenas finas (seguidas de los limos gruesos y las arenas gruesas), atribuibles principalmente a ambientes de *overbank* (mayor extensión que los restantes ambientes). Los depósitos asociados al ambiente de depresión interdistributaria, debido a las condiciones específicas que requieren para su desarrollo (encharcamiento, desconexión de las inundaciones, topografía deprimida), constituyen, en términos de masa y volumen, un fenómeno de menor representatividad, que puede ser definido como local o puntual en el complejo de la llanura deltaica. La densidad aparente media de los sedimentos de las secciones decrece hacia el sector distal, como consecuencia de la mayor retención de materiales gruesos en el sector apical, y el incremento de la extensión de las capas de material fino hacia la desembocadura.

5. Modelización de la acumulación sedimentaria según intervalos de tiempo (componente temporal del proceso de agradación).

La modelización en SIG de la acumulación sedimentaria, basada en la cronoestratigrafía de las secciones transversales, integra los análisis realizados previamente. Ha permitido establecer las tendencias temporales del proceso de agradación en el conjunto de la llanura deltaica, así como su respuesta a los forzamientos externos del sistema; si bien éstas pueden verse afectadas también por factores locales internos. La división en ventanas temporales de 300 años ha proporcionado la capacidad de ajustar la resolución temporal del modelo a las grandes fases climáticas del Holoceno Tardío; y así contrastar las tendencias de agradación con la variabilidad climática de baja frecuencia.

El forzamiento climático ha mostrado su relevancia, en la medida en que las fases frías coinciden con periodos de mayor agradación en los perfiles (como, por ejemplo la Pequeña Edad del Hielo; ventanas temporales 650 - 350 cal. BP y 350 - 50 cal. BP); como consecuencia de la mayor frecuencia en las inundaciones en la cuenca

(como refieren Schulte *et al.*, 2015). Las fases cálidas, por el contrario, coinciden con periodos de agradación moderada (ventanas temporales 1250 - 950 cal. BP y 950 - 650 cal. BP). La presión antrópica en la cuenca (deforestación, cambios en los usos del suelo) supone un incremento de la agradación, por el aumento de material disponible en vertientes que es incorporado al sistema. La presencia humana en la cuenca ha ido aumentando progresivamente desde los primeros asentamientos en la Edad del Hierro hasta la actualidad. Sin embargo, durante los últimos siglos, las comunidades locales han implementado diversas operaciones de gestión hidráulica (que culminan con la canalización del Aare) para mitigar el efecto de las inundaciones, cuya efectividad tiende a rebajar las tasas de agradación. La agradación a lo largo del periodo analizado responde, por tanto, a una combinación de los factores antrópicos y ambientales. Los resultados para la época más reciente (caracterizada por el incremento térmico, la elevada presión antrópica; pero también por la mayor efectividad de las acciones de mitigación, por ejemplo las presas del área de cabecera) sugieren una compensación de los diferentes forzamientos que controlan los patrones de sedimentación en la llanura deltaica (Carvalho, 2014).

El modelo presentado conlleva un grado de incertidumbre significativo (situado con carácter general en un rango entre 9.9% y 44%, con un promedio de 22.7%; y que puede verse incrementado puntualmente en determinados sectores de los perfiles en un 17.6% y un 6.3%), dependiendo de varios factores: las limitaciones propias de los métodos de análisis de muestras sedimentarias puestos en práctica; la geocronología de los depósitos; el procedimiento de interpolación geoestadística; la incidencia de procesos erosivos que pueden removilizar material previamente sedimentado; y la extrapolación de tendencias y datos obtenidos a partir de información local al conjunto de la llanura de inundación.

POSIBLES LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

El desarrollo de la investigación debería centrarse en reducir la incertidumbre de la modelización, incrementando así la resolución espacial y temporal de los modelos aplicados. Para ello, resultaría necesario ampliar el control cronológico sobre las secciones transversales, extendiendo la base de datos de dataciones. La obtención de muestras de materia orgánica cuya datación por radiocarbono se considere fiable ha mostrado ser problemática, fundamentalmente en facies de canal y *levée*. Otros medios de datación (luminiscencia óptica, dataciones cosmogénicas) de sedimentos pueden complementar la información disponible. Respecto al control litoestratigráfico, éste puede ser mejorado mediante la realización de un mayor número de sondeos en áreas de la llanura de inundación que cuentan con una menor cobertura actualmente (por ejemplo, el sector del ápice); o bien mediante la aplicación de otros medios de identificación de litofacies, como el georadar (GPR) o la tomografía eléctrica de resistividad (ERT).

El avance en el conocimiento cronoestratigráfico fomentaría una mejor comprensión y detección de los procesos erosivos postsedimentarios, que constituyen una importante fuente de incertidumbre.

Con el objetivo de alcanzar una representación más completa del funcionamiento integral del sistema fluvial y su respuesta a los forzamientos externos, sería preciso estudiar la conectividad de la agradación en la cubeta sedimentaria (delta) con las áreas fuente. Este tipo de información podría ser aportada mediante diversos trabajos, por ejemplo centrados en: estimación de la erosión; incidencia de movimientos de vertiente en zonas altas, e incorporación de material a los cursos principales; modelización de abanicos aluviales en cabecera; retención de material en cuencas intermedias.

Asimismo, una mayor comprensión de la transferencia de sedimentos supondría examinar las pautas de progradación del frente deltaico sobre el lago Brienz, pues varios estudios han expuesto el efecto *bypass* determinado por la canalización del Aare durante el último siglo.

Igualmente, la modelización hidráulica de inundaciones a partir de eventos recientes de magnitud conocida podría proporcionar información sobre el grado de afección por el aporte de material sedimentario, o sobre la potencial exposición a los riesgos asociados de los diferentes sectores de la llanura deltaica.

Final remarks

The reconstruction, by means of a facies-based approach, of fluvial dynamics and aggradation processes in the Hasli delta plain, allowed the understanding of the Upper Aare river response to various control factors, such as human induced land-use changes, river management or climatic variability. This work studied the spatial variability (different depositional environments and facies) and temporal variability (trends in aggradation) of floodplain sedimentation during the Late Holocene.

This study contributes to a better understanding of sedimentary accumulation in floodplains, and provides valid information for the implementation of river management strategies in Alpine and other mountain regions, where human presence (settlements and infrastructures) is especially significant.

In this chapter, the final considerations will be presented according to the specific objectives defined in the introduction (Section 1.1).

1. Lithostratigraphic reconstruction of fluvial deposits. Lateral and longitudinal changes.

The lithostratigraphic reconstruction of four cross sections of the Aare floodplain, through the analysis of sediment cores (113 shallow drillings up to 2 m depth, 8 deep boreholes up to 9 m depth; total: 283 m drilled), has shown lateral variations of sedimentary facies. The location and style of the Aare channel in each period defines lateral grain size thinning sequences in the studied cross sections. Along the Aare delta plain (from the apex toward the distal sector), there are also notable differences in sedimentary facies, shown by surface grain size mapping from all available cores retrieved from the floodplain. The main feature shown in this cartography is the dominance of coarser materials closer to the delta plain apex and an increase of finer sediments downstream. The explanation of these differences can be attributed to the channel typology and the dominant sediment dynamics in each sector. During the studied period, a single meandering channel prevails in distal areas, in contrast to closer to the apex areas, where multiple channels or braided configurations are frequent.

Sedimentary records show a significant lateral continuity, reaching in some cases an extension of hundreds of meters for the same facies. Due to this continuous structure of the sedimentary fill, it is considered that aggradation variability can represent accurately the river dynamics in the studied period.

2. Cronostratigraphic modeling and reconstruction of historical aggradation.

It was possible to reproduce the behaviour of vertical and lateral accretion processes, through cronostratigraphic modeling of the cross sections. These models allowed

the identification of an oscillatory pattern in which the river channel migrates in successive phases from one margin of the delta plain to the other. The topographic asymmetries created by vertical accretion seem to favour avulsion and lateral migration of the main channel, which shifts to the topographically lower sectors that have been created by uneven aggradation, once the system overcomes the equilibrium threshold.

3. Characterization of facies and depositional environments.

Multivariate analysis have proven to be an effective tool to identify and group samples according to their physical and chemical properties, and the sedimentary conditions in which they were deposited (Blott and Pye, 2001; Van Helvoort, 2003). Taking into account the differences between depositional environments, the factor analysis has revealed a structure based on sediment provenance (lithology of source areas), hydraulic particle sorting (grain size), and post-sedimentary processes (pedogenesis, peat formation).

Facies associated with interdistributary basins are generally characterized by high organic matter concentration (peat layers development). They are usually linked to fine deposits (decantation in paludal environments), geochemically characterized by high sulfur (caused by redox processes in anoxic conditions) and metals concentration (due to the adsorption capacity of organic matter). The levée and channel deposits correspond to coarser grain sizes, associated with more resistant to erosion elements, such as Sr and Zr, which are related to siliciclasts coming from the highest catchment area. Overbank deposits (corresponding to the suspended load sedimentation during overflow episodes; Houben, 2007) are more heterogeneous in their textural and geochemical properties, as their depositional dynamics depends on the transport capacity (flow velocity) and magnitude of the floods, as well as the extension of the accommodation space. Nevertheless, this type of deposits are generally related to grain sizes ranging from fine sands to coarse silts. Their geochemical composition suggests links with phyllosilicates and aluminosilicates.

Likewise, the distinctive characteristics of depositional environments (texture, geochemistry, and TOC) allowed the definition of empirical geochemical proxies for the different facies.

4. Quantifying sedimentary variability according to facies and depositional environments (spatial component of the aggradation process).

The analysis of the different properties of the floodplain deposits associated with diverse depositional environments, together with the reconstruction of fluvial architecture from field evidences (surface landforms, geometry of lithostratigraphic layers, lateral river migrations), has allowed the schematic division of the cross sections according to such environments (Houben, 2007). As a result, a remarkable

diversity in aggradation rates throughout the floodplain is observed, derived mainly from the detected spatial variability (Hoffmann, 2006). Aggradation rates follow a decreasing trend towards the delta mouth (higher rates at the apex, lower towards the lake). Regarding the depositional environments, higher rates correspond to channel and levée facies, followed by intermediate rates from overbank deposits, and then the interdistributary basins, which record the lowest values. In this last depositional environment, aggradation rates show an upward trend towards the distal delta plain areas, in contrast to channel aggradation rates, which decrease towards the delta mouth. The explanation of these different trends lies in the aforementioned distinct channel typologies along the floodplain (from braided to meandering) and accommodation space. Furthermore, considering the channel as the source of sediments, the increase of distance to the channel also implies a reduction of aggradation rates, showing the interconnectivity of each environment with flood events.

The spatial variability of the floodplain deposits has also been analyzed by quantifying the volume and mass of the different sedimentary units. The majority of facies (with the exception of the delta plain apex: coarser materials) correspond to fine sand fraction (followed by coarse silt and coarse sand), and are mainly attributed to overbank environments (greater extent than other environments). Deposits associated with interdistributary basins are less representative in terms of mass and volume, due to their specific development conditions (pooling, disconnection from floods, depressed topography). Therefore, these deposits can be defined as local or punctual environments in the sedimentary complex of the delta plain. The average bulk density of the cross section sediments decreases towards the distal areas of the delta plain, as a consequence of the greater retention of coarser material in the apical area and the increasing extension of fine sediment layers towards the delta mouth.

5. Modelling sediment storage according to 300-year time slices (temporal component of the aggradation process).

The GIS modeling of sediment accumulation is based on the cross sections chronostratigraphic models, and integrates all the analysis previously carried out. This model helped to reconstruct the chronological trends of aggradation in the delta plain and its response to external forcings (although they can also be affected by internal local factors). The division into 300-year time slices has provided the conditions to adjust the time resolution of the model to the Late Holocene major climate phases and thus contrasting trends in aggradation with low frequency climate variability.

Climate forcing shows relevant influence in major sedimentary trends. On one hand, cold phases coincide with periods of increased aggradation in the studied cross sections (e.g. the Little Ice Age; time slices 650 - 350 cal. BP and 350 - 50 cal. BP); due to the greater frequency of floods in the basin (as referred by Schulte et al., 2015). On the

other hand, warm phases relate to periods of moderate aggradation (time slices 1250 - 950 cal. BP and 950 - 650 cal. BP). The human impact on the basin (deforestation, land-use changes) entail an increase of aggradation, by incrementing the availability of slope materials that may be incorporated into the system. The human presence in the Hasli valley has gradually increased since the first Iron Age settlements to present times. Nevertheless, during the last centuries, local communities have implemented several river management activities to mitigate the effects of flooding (culminating in the complete channeling of the Aare in the delta plain), whose effectiveness tends to lower sedimentation rates. Therefore, aggradation throughout the studied period results of a combination of anthropogenic and environmental factors. Sedimentation trends for the contemporary period (characterized by temperature increase and higher human pressure; but also by the better performance of flood mitigation operations) suggest a compensation of the different forcings controlling the floodplain sedimentation patterns (Carvalho, 2014).

The model performed in this work encompasses a significant degree of uncertainty (ranging between 9.9% and 44%, with an average of 22.7%; which may increase in punctual sectors of the profiles in 17.6% and 6.3%) depending on several factors: limitations of the sediment analysis methods; the geochronology of the deposits; the geostatistical interpolation procedure; incidence of erosion processes that can remobilize sediments; and extrapolation of trends obtained from local information (cross sections) to the entire floodplain.

FUTURE RESEARCH PERSPECTIVES

Future research should focus on reducing the uncertainty of the aggradation model and increasing the spatial and temporal resolution. To achieve this, it would be necessary to extend the chronological control of the cross sections, enlarging the dated material database. Detecting reliable organic matter samples to be dated by radiocarbon has proven to be problematic, especially in channel and levée facies. Therefore, other dating techniques (optical luminescence, cosmogenic dating) can successfully complement the available information. Regarding the lithostratigraphic control, it can be improved by conducting more surveys in areas of the floodplain which have currently less coverage (for example, the apex sector); or by applying other techniques for facies recognition, such as the GPR (Ground-Penetrating Radar) or ERT (electrical resistivity tomography).

The increase of chronostratigraphical knowledge could promote a better understanding, and assist the identification of erosive post-sedimentary processes, which are a major source of uncertainty.

In order to achieve a more comprehensive representation of the entire fluvial system and its response to external forcings, it would be necessary to study the connectivity between

the aggradation in the sedimentary sink (delta) and the upstream source areas. Such information could be provided through various studies focused on: erosion estimation models; incidence of slope movements in highlands and material incorporation to main courses; modeling of alluvial fans at the catchment upper areas; and sediment retention at intermediate subcatchments.

Additionally, a better understanding on sediment transfer could be achieved by examining the progradation patterns of the Aare delta front on Lake Brienz, as several studies have shown a bypass effect influenced by the Aare channeling.

Finally, hydraulic modeling of floods, based on recent known-magnitude events, could provide useful information on the sediment supply effects, and also contribute to estimate potential exposure risk within the different sectors of the delta plain.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, E.W., Schlager, W., Anselmetti, F.S. 2001. Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes: lessons for the interpretation of clinoforms in seismic data. *Sedimentology*, 48, 661-679.
- Allen, J.R.M., Long, A.J., Ottley, C.J., Pearson, D.G., Huntley, B. 2007. Holocene climate variability in northernmost Europe. *Quaternary Science Reviews*, 26, 1432-1453.
- Anselmetti, F.S., Bühler, R., Finger, D., Girardclos, S., Lancini, A., Rellstab, C., Sturm, M. 2007. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. *Aquatic Sciences*, 69, 179-198.
- Arche, A. (ed.). 2010. *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid, 1288 pp.
- Arn, K. 2002. Geochemical weathering in the sub- and proglacialzone of two glaciated crystalline catchments in the Swiss Alps (Oberaar- and Rhoneglacier). Tesis doctoral, University of Neuchatel, 331 pp.
- Asselman, N.E., Middelkoop, H. 1995. Floodplain sedimentation: Quantities, patterns and processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 481-499.
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Orklik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Mestre, O., Moisselin, J.M., Begert, M., Brázdil, R., Bochnice, O., Cegnar, T., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., Szalai, S., Szentimrey, T., Mercalli, L. 2005. A new instrumental precipitation dataset for the greater Alpine region for the period 1800-2002. *International Journal of Climatology*, 25, 139-166.
- Baró, M. 2010. Agradación de abanicos deltaicos y paleoinundaciones en ambientes de alta montaña durante los últimos tres milenios: análisis multiproxy de alta resolución del registro sedimentario del río Lütschine en los Alpes Suizos. Tesina de Máster, Universitat de Barcelona, 99 pp.
- Bauder, A., Pralong, A., Funk, M., Faillettaz, J. 2006. Die Gletscher der Schweizer Alpen 2003/04 und 2004/05. *Die Alpen*, 82, 34-43.
- Begert, M., Schlegel, T., Kirchhofer, W. 2005. Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology*, 25, 65-80.
- Beierle, B.D., Lamoureux, S.F., Cockburn, J.M.H., Spooner, I. 2002. A new method for visualizing sediment particle size distributions. *Journal of Paleolimnology*, 27, 279-283.
- Benedetti, M.M. 2003. Controls on overbank deposition in the upper Mississippi River. *Geomorphology*, 56, 271-290.
- Beniston, M., Jungo, P. 2002. Shifts in the distribution of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, 71, 29-42.
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M.C., Frances, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V.R., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., Bobee, B. 2004. Use of systematic,

- palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation: review of scientific methods. *Natural Hazards*, 31, 623-643.
- Berendsen, H.J.A., Stouthamer, E. (eds.). 2001. *Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta*, The Netherlands. Van Gorcum, Assen.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G., Froyen, L. 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena*, 32, 193-208.
- Bianchi, G.G., McCave, I.N. 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397, 515-517.
- Bladé, I., Liebmann, B., Fortuny, D., van Oldenborgh, G.J. 2011. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: Implications for projected drying in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 39, 709-727.
- Bloemsma, M.R., Zabel, M., Stuut, J.B.W., Tjallingii, R., Collins, J.A., Weltje, G.J. 2012. Modelling the joint variability of grain size and chemical composition in sediments. *Sedimentary Geology*, 280, 135-148.
- Blott, S.J., Pye, K. 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Blott, S.J., Pye, K. 2006. Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. *Sedimentology*, 53, 671-685.
- Böhm, R., Auer, I., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Schöner, W. 2001. Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 21, 1779-1801.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., De Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. 1997. A pervasive millennial scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 294, 2130-2136.
- Boyle, J.F. 2001. Inorganic geochemical methods in paleolimnology. En: Last, W.M., Smol, J.P. (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods*, 2. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 83-141.
- Bradley, R. 1999. *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, 613 pp.
- Bridge, J.S., Leeder, M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, 26, 617-644.
- Bridge, J.S. 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En: Best, J.L., Bristow, C.S. (eds.). *Braided Rivers*. Geologic Society of London, Special Publications, 75, 13-71.
- Bridge, J. 2003. *Rivers and Floodplains*. Backwell, Malden.

- Brown, A.G. 1996. Floodplain environments. En: Anderson, M.G., Walling, D.E., Bates, P. (eds.). *Floodplain Processes*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Brown, A.G., Cooper, L., Salisbury, C.R., Smith, D.N. 2001. Late Holocene channel changes of the Middle Trent: channel response to a thousand year-flood record. *Geomorphology*, 39, 69-82.
- Brown, A.G. 2006. The Late Pleistocene sediment geometry of confluence migration: A major process of floodplain formation. Programme Abstracts of the GLOCOPHIGCP 518 meeting on Present and past fluvial systems: Methods and Applications, Aug. 25-Sept 2, 2006, Guarulhos and Maringá (Brazil).
- Brown, A.G., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J., Moldenhauer, K., Walling, D.E. 2009. From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology*, 108, 35-47.
- Brown, K.A. 1986. Formation of organic sulphur in anaerobic peat. *Soil Biology and Biochemistry*, 18, 131-140.
- Bullinger-Weber, G., Gobat, J.M. 2006. Identification of facies models in alluvial soil formation: The case of a Swiss Alpine floodplain. *Geomorphology*, 74, 181-195.
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J.O., Herzig, F., Heussner, K.U., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J. 2011. 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science*, 331, 578-82.
- Buurman, P., Pape, T., Reijneveld, J.A., de Jong, F., van Gelder, E. 2001. Laser-diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments: correlations for fine fractions of marine, fluvial and loess samples. *Netherlands Journal of Geosciences*, 80, 49-57.
- Calvert, S.E., Bustin, R.M., Ingall, E.D. 1996. Influence of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1577-1593.
- Carvalho, F., Schulte, L. 2013. Morphological control on sedimentation rates and patterns of delta floodplains in the Swiss Alps. *Geomorphology*, 198, 163-176.
- Carvalho, F. 2014. Análisis multi-proxy paleoambiental y modelización de registros sedimentarios fluviales en los Alpes Suizos. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 259 pp.
- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R. 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25, 1855-1880.
- Chambers, F.M., Beilman, D.W., Yu, Z. 2011. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat*, 7, 1-10.
- Champagnac, J.D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M. 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, 474, 236-249.
- Chapman, M.R., Shackleton, N.J. 2000. Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene*, 10, 287-291.

- Chatré, B., Lanzinger, G., Macaluso, M., Mayrhofer, W., Morandini, M., Onida, M., Polajnar, B. 2010. The Alps: People and Pressures in the Mountains, the Facts at a Glance. Permanent Secretariat of the Alpine Convention, Innsbruck.
- Chen, J., Chen, Y., Liu, L., Ji, J., Balsam, W., Sun, Y., Lu, H. 2006. Zr/Rb ratio in Chinese loess sequences and its implications for changes in the East Asian winter monsoon strength. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1471-1482.
- Chorley, R., Schumm, S., Sugden, D.E. 1984. *Geomorphology*. Methuen, London-New York.
- Church, M., Slaymaker, O. 1989. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature*, 337, 452-454.
- Churchman, J., Lowe, D.J. 2012. Alteration, formation, and occurrence of mineral soils. En: Huang, P.M., Li, Y., Summer, M.E. (eds.). *Handbook of Soil Sciences*. Vol. 1: Properties and Processes. CRC Press (Taylor & Francis), Boca Raton, 20.1-20.72.
- Cohen, K.M. 2005. 3D-geostatistical interpolation and geological interpretation of paleo-groundwater rise in the Holocene coastal prism in the Netherlands. En: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (eds.). *River deltas-concepts, models, and examples*. SEPM Special Publication, vol. 83, 341-364.
- Corella, J.P., Benito, G., Rodríguez-Lloveras, X., Brauer, A., Valero-Garcés, B.L. 2014. Annually-resolved lake record of extreme hydro-meteorological events since AD 1347 in NE Iberian Peninsula. *Quaternary Sciences Reviews*, 93, 77-90.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. En: Rothwell, R.G. (ed.). *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Special Publication, vol. 267. Geological Society, London, pp. 51-63.
- Crowley, T.J. 2000. Causes of Climate Change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270-277.
- Cuven, S., Francus, P., Lamoreux, S.F. 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 44, 803-817.
- Dal Piaz, G.V., Bistacchi, A., Massironi, M. 2013. Geological outline of the Alps. *Episodes*, 26, 175-180.
- Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D. 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology*, 27, 239-248.
- Davies, J.C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, New York, 656 pp.
- Davis, B.A.S., Brewerb, S., Stevenson, A.C., Guiot, J. 2003. Data Contributors. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1701-1716.
- De Menocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M. 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288, 2198-2202.

- De Moor, J.J.W., Kasse, C., Van Balen, R., Vandenberghe, J., Wallinga, J. 2008. Human and climate impact on catchment development during the Holocene-Geul River, The Netherlands. *Geomorphology*, 98, 316-339.
- De Moor, J.J.W., Verstraeten, G. 2008. Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands). Combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget. *Geomorphology*, 95, 487-503.
- Dean, W.E.Jr. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 242-248.
- Dearing, J.A., Jones, R.T. 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, 39, 147-168.
- Dedkov, A. 2004. The relationship between sediment yield and drainage basin area. *Sediment Transfer through the Fluvial System* (Proceedings of a symposium held in Moscow. August 2004). IAHS Publications, 288, 197-204.
- Dehnert, A., Lowick, S.E., Preusser, F., Anselmetti, F.S., Drescher-Schneider, R., Graf, H.R., Heller, F., Horstmeyer, H., Kemna, H.A., Nowaczyk, N.R., Züger, A., Furrer, H. 2012. Evolution of an overdeepened trough in the northern Alpine Foreland at Niederweningen, Switzerland. *Quaternary Science Reviews*, 34, 127-145.
- Denton, G.H., Karlén, W. 1973. Holocene climatic variations. Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.
- Deumlich, D., Kiesel, J., Thiery, J., Reuter, H.I., Völker, L., Funk, R. 2006. Application of the site comparison method (SICOM) to assess the potential erosion risk - a basis for the evaluation of spatial equivalence of agri-environmental measures. *Catena*, 68, 141-152.
- D'Haen, K., Verstraeten, G., Degryse, P. 2012. Fingerprinting historical fluvial sediment fluxes. *Progress in Physical Geography*, 36, 154-186.
- Dinelli, E., Tateo, F., Summa, V. 2007. Geochemical and mineralogical proxies for grain size in mudstones and siltstones from the Pleistocene and Holocene of the Po River alluvial plain, Italy. En: Arribas, J., Critelli, S., Johnsson, M. (eds.). *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Geological Society of America, Boulder, 396 pp.
- Dollar, E.S.J. 2004. Fluvial geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 28, 405-450.
- Donselaar, M.E., Overeem, I. 2008. Connectivity of fluvial point-bar deposits: An example from the Miocene Huesca fluvial fan, Ebro Basin, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 92, 1109-1129.
- Drever, J.I. 2003. Surface and ground water, weathering, and soils. En: Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.). *Treatise On Geochemistry*, Vol. 5. Elsevier Science, Oxford.
- Duchaufour, P. 1975. *Manual de Edafología*. Toray-Masson, Barcelona, 476 pp.
- Dypvik, H., Harris, N.B. 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. *Chemical Geology*, 181, 131-146.

- Erkens, G., Cohen, K.M., Gouw, M.J.P., Middelkoop, H., Hoek, W.Z. 2006. Holocene sediment budgets of the Rhine Delta (The Netherlands): a record of changing sediment delivery. *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems*. IAHS Publ., 306, 406-415.
- Erkens, G. 2009. *Sediment Dynamics in the Rhine Catchment: Quantification of Fluvial Response to Climate Change and Human Impact*. Tesis doctoral, Netherlands Geographical Studies, Utrecht University, 278 pp.
- Faust, D., Zielhofer, C., Baena Escudero, R., Diaz del Olmo, F. 2004. High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews*, 23, 1757-1775.
- Favre, F., Stucki, J.W., Boivin, P. 2006. Redox properties of structural Fe in ferruginous smectite. A discussion of the standard potential and its environmental implications. *Clays and clay minerals*, 54, 466-472.
- Ferguson, R.I. 1981. Channel form and channel changes. En: Lewin, J. (ed.). *British Rivers*. Allen and Unwin, London, 90-125.
- Filzmoser, P. 1999. Robust principal component and factor analysis in the geostatistical treatment of environmental data. *Environmetrics*, 10, 363-375.
- Filzmoser, P., Garret, R.G., Reimann, C. 2005. Multivariate outlier detection in exploratory geochemistry. *Computer and Geosciences*, 31, 579-587.
- Finckh, P., Kelts, K., Lambert, A. 1984. Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1118-1128.
- Finger, D., Schmid, M., Wüest, A. 2006. Effects of upstream hydropower operation on riverine particle transport and turbidity in downstream lakes. *Water Resources Research*, 42.
- Fitzsimons, S.J., Veit, H. 2001. Geology and Geomorphology of the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. A comparison. *Mountain Research and Development*, 21, 340-349.
- Friedman, J.M., Vincent, K R., Shafroth, P.B. 2005. Dating flood- plain sediments using tree-ring response to burial. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1077-1091.
- Friend, P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 6, 345-354.
- Fuchs, M., Will, M., Kunert, E., Kreutzer, S., Fischer, M., Reverman, R. 2011. The temporal and spatial quantification of Holocene sediment dynamics in a meso-scale catchment in northern Bavaria, Germany. *The Holocene*, 21, 1093-1104.
- Galloway, W.E. 1981. Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. (eds.). *Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Geologists and Mineralogists, Special Publication, 31, 127-155.
- Gander, P. 2007. Altersbestimmung des Bergsturzes von Balm, Meiringen BE Radiokarbon Datierung an Holzproben und Bestimmung von aktuellen Sedimentationsraten. *Bulletin für Angewandte Geologie*, 12, 63-71.

- Giblin, A.E., Likens, G.E., White, D., Howarth, R.W. 1990. Sulfur storage and alkalinity generation in New England lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 35, 852-869.
- Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 731-770.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene*, 21, 651-665.
- Gilbert, G.K. 1890. Lake Bonneville. U.S. Geological Survey, Monography 1, 438 pp.
- Gillespie, R., Prosser, I.P., Dlugokencky, E., Sparks, R.J., Wallace, G., Chappell, J.M.A. 1992. AMS dating of alluvial sediments on the Southern Tablelands of New South Wales, Australia. *Radiocarbon*, 34, 29-63.
- Girardclos, S., Schmidt, O.T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A., Anselmetti, F.S. 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology*, 241, 137-154.
- Glur, L., Wirth, S.B., Büntgen, U., Gilli, A., Haug, G.H., Schär, C., Beer, J., Anselmetti, F.S. 2013. Frequent floods in the European Alps coincide with cooler periods of the past 2500 years. *Scientific Reports*, 3, 2770.
- Gouw, M.P.J. 2007. Alluvial architecture of fluvio-deltaic successions: a review with special reference to Holocene settings. *Netherlands Journal of Geosciences*, 86, 221-227.
- Gregory, K.J. 2006. The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79, 172-191.
- Grove, J.M. 2001. The initiation of the Little Ice Age in regions around the North Atlantic. *Climatic Change*, 48, 53-82.
- Gustafsson, J.P. 2001. Modelling competitive anion adsorption on oxide minerals and an allophane - containing soil. *European Journal of Soil Science*, 52, 639-653.
- Gustafsson, J.P., Pechová, P. 2003. Modeling metal binding to soils: The role of natural organic matter. *Environmental Science and Technology*, 37, 2767-2774.
- Haas, J.N., Richoz, I., Tinner, W., Wick, L. 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene*, 8, 301-309.
- Hair, J.F., Anderson, R.E., Tatham, R.L., Black, W.C. 1998. *Multivariate Data Analysis*. Prentice Hall, New Jersey, 816 pp.
- Hamblin, A.P., D.J. Greenland. 1977. Effect of organic constituents and complexed metal ions on aggregate stability of some East Anglian soils. *Journal of Soil Science*, 28, 410-416.
- Hantke, R. 2003. Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes. En: Lienert, S. (ed.). *Geologie und Geotope im Kanton Schwyz*. Schweizerische Naturforschende Gesellschaft, Einsiedeln, 133 pp.

- Hantke, R., Scheidegger, A.E. 2007. Zur Entstehungsgeschichte der Berner Oberländer Seen. Jahrbuch Uferschutzverband Thuner- und Brienzersee, 11-24.
- Hantke, R., Wagner, G. 2005. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland – Erster Teil: Östliches Berner Oberland bis zur Kander. – Mitt. naturf. Ges. Bern N. F., 62, 107-134.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Heiri, O., Lotter, A.F., Hausmann, S., Kienast, F. 2003. A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene*, 13, 477-484.
- Heiri, O., Lotter, A.F. 2005. Holocene and Lateglacial summer temperature reconstruction in the Swiss Alps based on fossil assemblages of aquatic organisms: a review. *Boreas*, 34, 506-516.
- Hinderer, M. 2001. Late Quaternary denudation of the Alps valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, 14, 231-263.
- Hinderer, M., Kastowski, M., Kamelger, A., Bartolini, C., Schlunegger, F. 2013. River loads and modern denudation of the Alps - A review. *Earth-Science Reviews*, 118, 11-44.
- Hoffmann, T. 2006. Modelling the Holocene Sediment Budget of the Rhine System. Tesis doctoral, Universitäts- und Landesbibliothek Bonn, Germany, 158 pp.
- Hoffmann, T., Erkens, G., Gerlach, R., Klostermann, J., Lang, A. 2009. Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. *Catena*, 77, 96-106.
- Holzhauser, H., Magny, M., Zumbühl, H.J. 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, 15, 789-801.
- Hong, Y.T., Hong, B., Lin, Q.H., Zhu, Y.X., Shibata, Y., Mirota, M., Uchida, M., Leng, X.T., Jiang, H.B., Xu, H., Wang, H., Yi, L. 2003. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 211, 371-380.
- Hormes, A., Müller, B.U., Schlüchter, C. 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the central Alps. *The Holocene*, 11, 255-265.
- Horowitz, A.J., Elrick, K.A. 1987. The relation of stream sediment surface area, grain size and composition to trace element chemistry. *Applied geochemistry*, 2, 437-451.
- Houben, P., Hoffmann, T., Zimmermann, A., Dikau, R. 2006. Land use and climatic impacts on the Rhine system (RheinLUCIFS): Quantifying sediment fluxes and human impact with available data. *Catena*, 66, 42-52.
- Houben, P. 2007. Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvia by the application of fluvial architecture concepts. *Geomorphology*, 86, 94-114.
- Houben, P., Hoinkis, R., Santisteban, J.I., Salat, C., Mediavila, R. 2011. Combining allostratigraphic and lithostratigraphic perspectives to compile subregional records

- of fluvial responsiveness: The case of the sustainably entrenching Palancia River watershed (Mediterranean coast, NE Spain). *Geomorphology*, 129, 342-360.
- Huggel, C., Clague, J., Korup, O. 2012. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 77-91.
- Huggenberger, P. 1993. Radar facies: recognition of facies patterns and heterogeneities within plesitocene rhine gravels, NE Switzerland. Geological Society, London, Special Publications, 75, 163-176.
- Hughen, K.A., Southon, J.R., Lehman, S.J., Overpeck, J.T. 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science*, 290, 1951-1954.
- Huisman, D.J., Weijers, J.P., Dijkshoorn, L., Veldkamp, A. 2000. Spatial prediction of the variability of Early Pleistocene subsurface sediments in the Netherlands - Part 2: Geochemistry. *Netherlands Journal of Geosciences*, 79, 381-390.
- Hurni, L. (ed.). 2004. Atlas of Switzerland. Institute of Cartography IKA, ETH Zurich, Switzerland.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C. 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 23, 559-573.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C. 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2137-2149.
- Jaun, L., Finger, D., Zeh, M., Schurter, M., Wüest, A. 2007. Effects of upstream hydropower operation and oligotrophication on the light regime of a turbid perialpine lake. *Aquatic Sciences*, 69, 212-226.
- Joerin, U.E., Stocker, T.F., Schlüchter, C. 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, 16, 5, 697-704.
- Johnsson, M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. Geological Society of America, Special Paper, 284, 1-19.
- Jones, A.F., Macklin, M.G., Brewer, P.A. 2012. A geochemical record of flooding on the upper River Severn, UK, during the last 3750 years. *Geomorphology*, 179, 89-105.
- Jorio, M. (ed.). 1988. Dizionario storico della Svizzera. Locarno, Armando Dadò Editore, 887 pp.
- Jungo, P., Beniston, M. 2001. Changes in the anomalies of extreme temperature anomalies in the 20th century at Swiss climatological stations located at different latitudes and altitudes. *Theoretical and applied climatology*, 69, 1-12.
- Kellerhals, P., Haefeli, C. 1985. Hydrogeologie Bödeli-Interlaken. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kanton Bern (WEA), Bern.
- Kelly, M.A., Buoncristiani, J.F., Schlüchter, C. 2004. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 57-75.
- Kerschner, H., Ivy-Ochs, S. 2006. Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, 60, 58-71.

- Knighton, A.D. 1998. Fluvial forms and processes. Arnold, London.
- Knox, J.C. 1988. Climatic influence on Upper Mississippi Valley floods. En: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (eds.). Flood Geomorphology. Wiley, New York.
- Knox, J.C. 2003. North American palaeofloods and future floods: responses to climatic change. En: Gregory, K.J., Benito, G. (eds.). Palaeohydrology: Understanding Global Change. Wiley, Chichester, 143-164.
- Knox, J.C. 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: natural versus human accelerated. *Geomorphology*, 79, 286-310.
- Koinig, K. A., Shotyk, W., Lotter A. F., Ohlendorf, C., Sturm, M. 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology*, 30, 307-320.
- Konert, M., Vandenberghe, J. 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44, 523-535.
- Kühni, A., Pfiffner, O.A. 2001. The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41, 285-307.
- Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K.A., Oki, T., Sen, Z., Shiklomanov, I.A. 2007. Freshwater resources and their management. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. En: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., Van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (eds.). Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 173-210.
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D. 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26, 109-117.
- Laigre, L., Arnaud-Fassetta, G., Reynard, E. 2013. A 7300 year record of palaeohydrology in the Swiss Rhône River floodplain (Valais, Switzerland): Geomorphology and sustainability, 8th International conference (AIG) on Geomorphology, Paris, France, 27-31 August, 371.
- Lamy, F., Arz, H.W., Bond, G.C., Bahr, A., Päztold, J. 2006. Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography*, 21.
- Lang, A., Nolte, S. 1999. The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, provided by optical and ¹⁴C dating. *The Holocene*, 9, 207-214.
- Lang, A., Bork, H.-R., Mäkel, R., Preston, N., Wunderlich, J., Dikau, R. 2003. Changes in sediment flux and storage within a fluvial system: some examples from the Rhine catchment. *Hydrological Processes*, 17, 3321-3334.
- Lewin, J., Macklin, M.G. 2003. Preservation potential for Late Quaternary river alluvium. *Journal of Quaternary Science*, 18, 107-120.

- Llorca, J., Schulte, L., Carvalho, F. 2012. Reconstrucción de la dinámica histórica del lecho del río Aar en el valle Hasli (Alpes suizos). XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 449-452.
- Loizeau, J.L., Arbouille, D., Santiago, S., Vernet, J.P. 1994. Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology*, 41, 353-361.
- Losada, J. 2011. Caracterización volumétrica de abanicos aluviales alpinos (Valle Haslital, Alpes Suizos). Tesina de Máster, Universitat de Barcelona, 79 pp.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner, H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499-1503.
- Macaire, J.J., Bellemlih, S., Di-Giovanni, C., De Luca, P., Visset, L., Bernard, J. 2002. Sediment yield and storage variations in the Négron River catchment (south western Parisian Basin, France) during the Holocene period. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 991-1009.
- Macklin, M.G., Lewin, J. 2003. River sediments, great floods and centennial-scale Holocene climate change. *Journal of Quaternary Science*, 18, 101-105.
- Macklin, M.G., Benito, G., Gregory, K.J., Johnstone, E., Lewin, J., Michczynska, D.J., Soja, R., Starkel, L., Thorndycraft, V.R. 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena*, 66, 145-154.
- Magny, M. 1993. Solar Influences on Holocene Climatic Changes Illustrated by Correlations between Past Lake-Level Fluctuations and the Atmospheric ^{14}C Record. *Quaternary Research*, 40, 1-9.
- Magny, M. 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113, 65-79.
- Magny, M., Arnaud, F., Holzhauser, H., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Leroux, A., Millet, L., Revel, M., Vannière, B. 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on palaeohydrological records for the last millennium in west-central Europe, *Quaternary Research*, 73, 173-179.
- Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vannière, B., Millet, L., Vermot-desroches, B. 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains ND. *Quaternary Research*, 75, 45-54.
- Maisch, M., Wipf, A., Denneler, B., Battaglia, J., Benz, C. 2000. Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien.
- Makaske, B., Smith, D.G., Berendsen, H.J.A. 2002. Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia. *Sedimentology*, 49, 1049-1071.
- Malet, J.P., Remaître, A., Maquaire, O., Ancey, C., Locat, J. 2003. Flow susceptibility of heterogeneous marly formations. Implications for torrent hazard control in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). En: Rickenmann, D.,

- Chen, C.L. (eds.). Proceedings of the Third International Conference on Debris flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos, Switzerland. Millpress, Rotterdam, 351-362.
- Mangini, A., Spötl, C., Verdes, P. 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 741-751.
- Mangini, A., Verdes, P., Spötl, C., Scholz, D., Vollweilwer, N., Kromer, B. 2007. Persistent influence of the North Atlantic hydrography on central European winter temperature during the last 9000 years. *Geophysical Research Letters*, 34.
- Marazzi, S. 2005. Atlante orografico delle Alpi, SOIUSA. Priuli and Verlucca Editors, Turin.
- Matter, A., Dessolini, D., Sturm, M., Süssstrunk, A.E. 1973. Reflexionsseismische Untersuchung des Brienersees. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 66, 71-82.
- Mavris, C., Ploetze, M., Mirabella, A., Giaccari, D., Valboa, G., Egli, M. 2011. Clay mineral evolution along a soil chronosequence in an Alpine proglacial area. *Geoderma*, 165, 106-117.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G., Moiola, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 331-340.
- Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinski, G.A., Grootes, P.M., Ram, M., Taylor, K.C., Mayewski, P.A., Bolzan J.F. 1997. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26411-26423.
- Meybeck, M. 2003. Global analysis of river systems: from Earth system controls to Anthropocene syndromes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences*, 358, 1935-1955.
- Miall, A.D. 1977. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. *Fluvial Sedimentology, Memoir* 5, 597-604.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22, 261-308.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, Heidelberg, 582 pp.
- Middelkoop, H. 2002. Reconstructing floodplain sedimentation rates from heavy metal profiles by inverse modelling. *Hydrological Processes*, 16, 47-64.
- Moore, A.J., Passmore, D.G., Stevenson, A.C. 1999. High resolution palaeochannel records of Holocene valley floor environments in the north Tyne basin, northern England. In: Brown, A.G., Quine, T.A. (eds.). *Fluvial Processes and Environmental Change*. Wiley, Chichester, 283-310.
- Mützenberg, S. 2010. Investment Projects of the «Kraftwerke Oberhasli AG» KWO - A stony path through the Grimsel Granite. *Swiss Bulletin for Applied Geology*, 15, 67-70.

- Nemec, W. 1990. Deltas - remarks on terminology and classification. En: Colella, A., Prior, D. B. (eds.). *Coarse-Grained Deltas*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 10, 3-12.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R. 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *The Journal of Geology*, 104, 525-542.
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Rommens, T., Vanmontfort, B., Govers, G., Poesen, J. 2009. Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. *Catena*, 77, 150-163.
- Nriagu, J.O. 1996. A History of Global Metal Pollution. *Science*, 272, 223-224.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I. 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.
- Oerlemans, J. 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675-677.
- Oldfield, F., Wake, R., Boyle, J., Jones, R., Nolan, S., Gibbs, Z., Appleby, P., Fisher, E., Wolff, G. 2003. The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: a multiproxy reconstruction of past human impact. *The Holocene*, 13, 677-690.
- Owens, P.N., Walling, D.E., Leeks, G.J.L. 1999. The use of floodplain sediment cores to investigate recent historical changes in overbank sedimentation rates and sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Catena*, 36, 21-47.
- Pais, I., Jones, J.B., 1997. *The Handbook of Trace Elements*. St. Lucie Press, Boca Raton.
- Peña, J.C., Schulte, L. 2014. Influencia de la actividad solar y de la variabilidad climática sobre las grandes crecidas en Suiza. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 65, 249-270.
- Peña, J.C., Schulte, L., Badoux, A., Barriendos, M., Barrera-Escoda, A. 2015. Influence of solar forcing, climate variability and modes of low-frequency atmospheric variability on summer floods in Switzerland. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 3807-3827.
- Pfister, C. 1999. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen. Haupt, Bern, 304 pp.
- Pfister, C. 2003. A calendar of the last 500 years. En: *Extreme Events and Climate Change*. OcCC, Bern, 21-24.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50, 91-133.
- Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies river and fan deltas: a synthesis. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 10, 13-27.
- Rahmstorf, S. 2006. Thermohaline Ocean Circulation. En: Elias, S.A. (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam, 1-10.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R.G. 2002. Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities. *Applied Geochemistry*, 17, 185-206.

- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guiderson, T.P., Haffidason, H., Hadjas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plitch, J. 2013. Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal. BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- Riley, S.J., Bryant, T., 1979. The relationship between settling velocity and grainsize values. *Journal of the Geological Society of Australia*, 26, 313-315.
- Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., Hevroy, K. 2003. A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography*, 18, 1-11.
- Röhl, U., Abrams, L. 2000. High resolution, downhole, and nondestructive core measurements from Sites 999 and 1001 in the Caribbean Sea: Application to the late Paleocene thermal maximum, *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 165, 191-204.
- Ryzak, M., Bieganski, A. 2011. Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174, 624-633.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C.J., Ruiz, M.B., Gil, M.J., Silvino Castaño, S., Martínez-Alfaro, P.E. 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology*, 32, 287-299.
- Sass, O., Krautblatter, M. 2007. Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology*, 86, 176-192.
- Scheffler, K., Buehmann, D., Schwark, L. 2006. Analysis of late Palaeozoic glacial to postglacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies - response to climate evolution and sedimentary environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240, 184-203.
- Schillereff, D.N., Chiverrel, R.C., Macdonald, N., Hooke, J.M. 2014. Flood stratigraphies in lake sediments: a review. *Earth Sciences Reviews*, 135, 17-37.
- Schlunegger, F., Hinderer, M. 2001. Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. *Terra Nova*, 13, 425-432.

- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R. 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 93-117.
- Schmidt R., Koinig K.A., Thompson R., Kamenik C. 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unterer Landschitzsee Niedere Tauern). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187, 101-120.
- Schmocker-Fackel, P., Naef, F., 2010. Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 1581-1594.
- Schneider, R.R., Price, B., Müller, P.J., Kroon, D., Alexander, I. 1997. Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200000 years. *Paleoceanography*, 12, 463-481.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., Dikau, R. 2003. Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55, 45-63.
- Schulte, L. 2002. Evolución cuaternaria de la depresión de Vera y de Sorbas Oriental (SE-Península Ibérica). Reconstrucción de las fluctuaciones paleoclimáticas a partir de estudios morfológicos y edafológicos. *Publicacions de la Universitat de Barcelona*, Barcelona, 251 pp.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F. 2003. Fluvial environments and climate variability in the Swiss Alps: Evidence from the alluvial fan of the Lütschine river (Jungfrau Massif). XVI INQUA Congress, 23-30 julio, 2003, Reno, US.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R., Burrull, R. 2004. Dinámica fluvial y variabilidad climática en los Alpes suizos durante el Holoceno Superior. En: Benito, G., Díez Herrero A. (eds.). *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo, 22-25 de setiembre de 2004). SEG y CSIC, Madrid, 400 pp.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R. 2005. Response of fluvial environments in the Swiss Alps to Late Holocene climate changes. *Proceedings of the Sixth International Conference on Geomorphology*, 7-11/9/2005 Zaragoza, 90. IAG, Zaragoza.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R. 2006. River response to climate variability and land-use in the Bernese Alps during the last 2400 years. En: Houben, P., Wunderlich, J., Schrott, L. (eds.). *LUCIFS-Workshop 2006. New trends in Geomorphology - Systems-based understanding of long term man-landscape interactions*. 12-14 mayo, 2006, Frankfurt (Alemania), 85-89.
- Schulte, L., Julià, R., Oliva, O., Burjachs, F., Veit, H., Carvalho, F. 2008. Sensitivity of Alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene. *Sediment Dynamics in Changing Environments*, IAHS Publ., 325, 367-374.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R. 2009. Lutschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. *Geomorphology*, 108, 107-121.

- Schulte, L., Coca, M., Schmidt, T., Carvalho, F. 2011. Paleochannel reconstruction of the Aare river from historical maps and documents, Lower Hasli valley, Switzerland. Sensitivity of alpine rivers to environmental changes during the Late Holocene in the Bernese Alps (Lake Brienz area). INQUA fieldtrip, 24th July 2011.
- Schulte, L., Carvalho, F., Peña, J.C., Baró, M., Julià, R., Burjachs F., Lomax J., Villanueva, I., Rubio, P., Veit, H. 2012. Trying to understand mountain flood dynamics from multiproxy data: a 4600-year high resolution record from the Swiss Alps. *Quaternary International*, 279-280.
- Schulte, L., Peña, J.C., Carvalho, F., Schmidt, T., Julià, R., Llorca, J., Veit, H. 2015. A 2600-year history of floods in the Bernese Alps, Switzerland: frequencies, mechanisms and climate forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 3047-3072.
- Schumm, S. 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons Ltd., New York.
- Schumm, S.A. 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 5-27.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M. 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J. 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11000 years. *Nature*, 431, 1084-1087.
- Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C. 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Stouthamer, E. 2001. *Holocene avulsions in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands*. Tesis Doctoral, Utrecht University. Netherlands Geographical Studies, 283, 211 pp.
- Stucki, J.W., Bailey, G.W., Gan, H. 1996. Oxidation-reduction mechanisms in iron-bearing phyllosilicates. *Applied Clay Science*, 10, 417-430.
- Stucki, J.W. 2013. Properties and Behaviour of Iron in Clay Minerals. En: Bergaya, F., Lagaly, G. (eds.). *Developments in Clay Science*. Elsevier, Amsterdam.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F. 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. *Holocene*, 3, 289-305.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., Grootes, P.M., Zielinski, G.A. 1997. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quaternary Research*, 48, 259-266.
- Sturm, M., Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 2, 147-168.
- Tamura, T., Saito, Y., Sieng, S., Ben, B., Kong, M., Sim, I., Choup, S., Akiba, F. 2009. Initiation of the Mekong River delta at 8 ka: evidence from the sedimentary succession in the Cambodian lowland. *Quaternary Science Reviews*, 28, 327-344.
- Tanabe, S., Saito, Y., Sato, Y., Suzuki, Y., Sinsakul, S., Tiyaipairach, S., Chaimanee, N. 2003. Stratigraphy and Holocene evolution of the mud-dominated Chao Phraya delta, Thailand. *Quaternary Science Reviews*, 22, 789-907.

- Taubner, H., Roth, B., Tippkötter, R. 2009. Determination of soil texture: Comparison of the sedimentation method and the laser-diffraction analysis. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172, 161-171.
- Tebbens, L.A., Veldkamp, A., Kroonenberg, S.B. 2000. Natural compositional variation of the river Meuse (Maas) suspended load: a 13 ka bulk geochemical record from the upper Kreftenheye and Betuwe Formations in northern Limburg, Netherlands. *Journal of Geosciences*, 79, 391-409.
- Teodoru, C., Wehrli, B. 2005. Retention of sediments and nutrients in the Iron Gate I Reservoir on the Danube River. *Biogeochemistry*, 76, 539-565.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G. 2006. Late Holocene fluvial chronology of Spain: The role of climatic variability and human impact. *Catena*, 66, 34-41.
- Thorndycraft, V., Benito, G., Gregory, K.J. 2008. Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. *Geomorphology*, 98, 2-12.
- Tinner, W., Lotter, A.F., Ammann, B., Conedera, M., Hubschmid, P., Van Leeuwen, J.F.N., Wehrli, M. 2003. Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1447-1460.
- Törnqvist, T.E., Bridge, J.S. 2002. Spatial variation of overbank aggradation rate and its influence on avulsion frequency. *Sedimentology*, 49, 891-905.
- Törnqvist, T.E., Wallace, D.J., Storms, J.E.A., Walinga, J., van Dam, R.L., Blaauw, M., Derksen, M.S., Klerkes, C.J.W., Meijneken, C., Snijders, E.M.A. 2008. Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene Strata. *Nature Geoscience*, 1, 173-176.
- Uriarte, A. 2009. Historia del clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria, 403 pp.
- Valle, G. (ed.). 1994. Hydrogeologie Haslital, zwischen Innertkirchen und Briener See. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des kantons Bern (WEA). WEA, Bern, 152 pp.
- Van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F.N., Fankhauser, A., Ammann, B. 2000. Palynostratigraphy of the last centuries in Switzerland based on 23 lake and mire deposits: chronostratigraphic pollen markers, regional patterns, and local histories. *Review of Paleobotany and Palynology*, 108, 85-142.
- Van Helvoort, P.J. 2003. Complex confining layers. A physical and geochemical characterization of heterogeneous unconsolidated fluvial deposits using a facies-based approach. Tesis Doctoral, Utrecht University. Nederlandse Geografische Studies, 321, 147 pp.
- Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P.J.J. 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology*, 15, 577-589.
- Van Rompaey, A., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., Poesen, J. 2001. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1221-1236.
- Verhoeven, J.T.A. 1986. Nutrient dynamics in minerotrophic peat mires. *Aquatic Botany*, 25, 117-137.

- Verstraeten G., Van Oost K., Van Rompaey A., Poesen J., Govers G. 2002. Evaluating an integrated approach to catchment management to reduce soil loss and sediment pollution through modelling. *Soil Use and Management*, 18, 386-394.
- Verstraeten, G., Lang, A., Houben, P. 2009. Human impact on sediment dynamics: quantification and timing. *Catena*, 77, 77-80.
- Viers, J., Dupré, B., Gaillardet, J. 2009. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database. *Science of the Total Environment*, 407, 853-868.
- Vischer, D. 1989. Die Umleitung der Lütchine in den Brienzersee im Mittelalter. *Wasser, Energie, Luft*, 81, 239-242.
- Vischer, D. 2003. Die Geschichte des Hochwasserschutzes in der Schweiz. Von den Anfängen bis ins 19. Jahrhundert. *Berichte des BWG, Serie Wasser*, Bern, 208 pp.
- Von Blanckenburg, F. 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 462-479.
- Walling, D.E., Bradley, S.B. 1989. Rates and patterns of contemporary floodplain sedimentation on river floodplains. *Water: A case of study of the river Culm*, Devon, UK. *GeoJournal*, 19, 53-62.
- Walling, D.E., Webb, B. 1996. Erosion and sediment yield: a global overview. *IAHS Publications*, 236, 3-19.
- Walling, D.E., He, Q. 1997. Use of fallout caesium-137 in investigations of overbank sedimentation on river floodplains. *Catena*, 29, 263-282.
- Walling, D.E., Owens, P.N., Waterfall, B.D., Leeks, G.J.L., Wass, P.D. 2000. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *The Science of the Total Environment*, 251/252, 205-222.
- Walling, D.E. 2006. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*, 79, 192-216.
- Wanner, H., Rickli, R., Salvisberg, E., Schmutz, C., Schuepp, M. 1997. Global climate change and variability and its influence on Alpine climate - Concepts and observations. *Theoretical and applied climatology*, 58, 221-243.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J O., Küttel, M., Müller, S., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M. 2008. Mid- to late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828.
- Wanner, H., Bütikofer, J. 2008. Holocene Bond cycles: Real or imaginary?. *Geografie-Sborník CGS*, 113, 338-350.
- Ward, P.J., Van Balen, R.T., Verstraeten, G., Renssen, H., Vandenberghe, J. 2009. The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment. *Geomorphology*, 103, 389-400.
- WEA. 2005. Sommerhochwasser 2005. Daten und Fakten zu den Hochwassern und Überschwemmungen im August 2005 im Kanton Bern. *Informe técnico*, WEA, 16 pp.

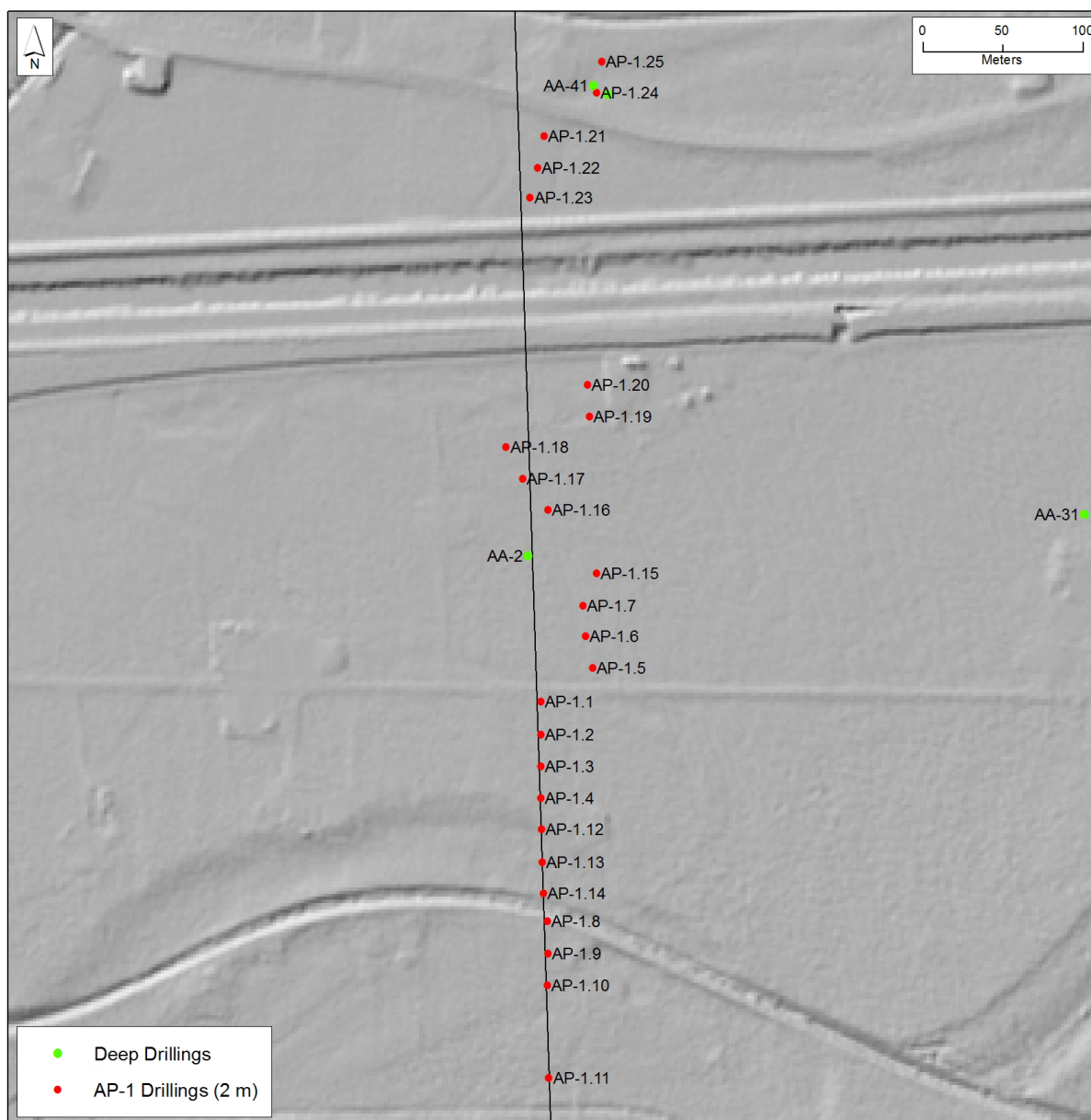
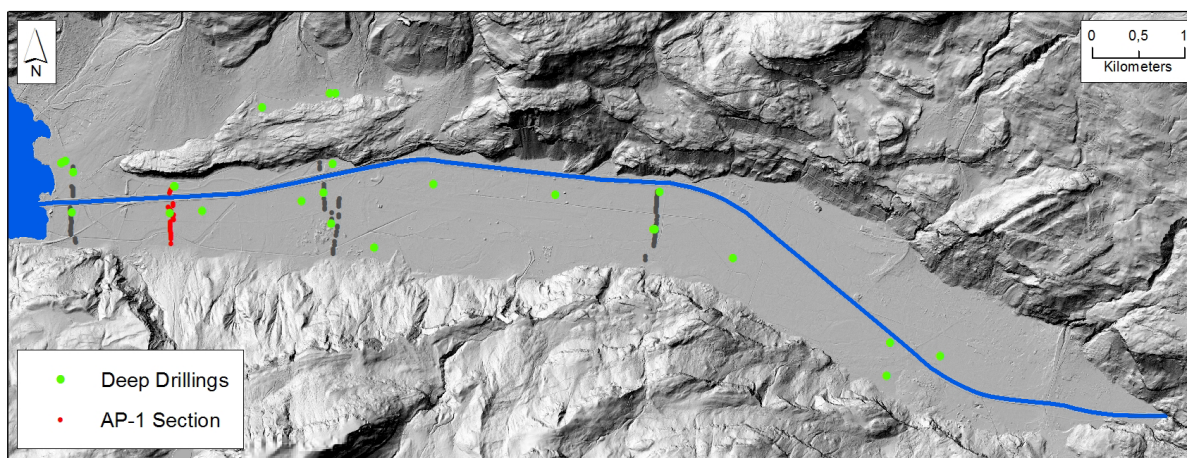
- Weingartner, R., Barben, M., Spreafico, M. 2003. Floods in mountain areas - an overview based on examples from Switzerland. *Journal of Hydrology*, 282, 10-24.
- Weltje, G.J., Tjallingii, R. 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Sciences*, 274, 423-438.
- Westerhold, T. 2003. The Middle Miocene Carbonate Crash: Relationship to Neogene Changes in Ocean Circulation and Global Climate. Tesis doctoral, Universität Bremen.
- Wetter, O., Pfister, C., Weingartner, R., Luterbacher, J., Reist, T., Trüsch, J. 2011. The largest floods in the high Rhine basin since 1268 assessed from documentary and instrumental evidence. *Hydrological Sciences Journal*, 56, 733-758.
- Wick, L., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Lotter, A. 2003. Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology*, 30, 261-272.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J.J. 2012. 1400-years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*, 78, 1-12.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E., Pignol, C., Bard, E., Delannoy, J.J. 2013. Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 28, 189-199.
- Willi, A. 1932. Die Korrektur der Aare und Entsumpfung des Haslitalen. Referat gehalten in der Versammlung der Oekonomischen Gesellschaft in Meiringen 1880. Buchdruckerei H. Ebinger, Meiringen, 64 pp.
- Wilson, I G. 1973. Equilibrium Cross-section of meandering and braided Rivers. *Nature*, 241, 393-394.
- Wirth, S.B., Gilli, A., Simonneau, A., Ariztegui, D., Vannière, B., Glur, L., Chapron, E., Magny, M., Anselmetti, F.S. 2013. A 2000 year long seasonal record of floods in the southern European Alps. *Geophysical Research Letters*, 40, 4025-4029.
- Wirth, S.B., Girardclos, S., Rellstab, C., Anselmetti, F.S. 2011. The sedimentary response to a pioneer geo-engineering project: Tracking the Kander River deviation in the sediments of Lake Thun (Switzerland). *Sedimentology*, 58, 1737-1761.
- Wirth, S.B., Glur, L., Gilli, A., Anselmetti, F.S. 2013. Holocene flood frequency across the Central Alps - solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation, *Quaternary Science Reviews*, 80, 112-128.
- Wren, D.G., Davidson, G.R., Walker, W.G., Galicki, S.J. 2008. The evolution of an oxbow take in the Mississippi alluvial floodplain. *Journal of Soil and Water Conservation*, 63, 129-135.
- Yu, Y., Yang, T., Li, J., Liu, J., An, C., Liu, X., Fan, Z., Lu, Z., Li, Y., Su, X. 2006. Millennial-scale Holocene climate variability in the NW China drylands and links to the tropical Pacific and the North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 233, 149-162.

- Zhu, Y., Weindorf, D.C, Zhang, W. 2011. Characterizing soils using a portable X-ray fluorescence spectrometer: 1. Soil texture. *Geoderma*, 167, 167-177.
- Ziegler, M., Loew, S., Moore, J.R. 2013. Distribution and inferred age of exfoliation joints in the Aar Granite of the Central Swiss Alps and relationship to Quaternary landscape evolution. *Geomorphology*, 201, 344-362.
- Zoller, H. 1977. Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. En: Frenzel, B. (ed.). *Dendro-chronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. *Erdwissenschaftliche Forschung*, 13, 271-281.
- Zumbühl, H.J., Steiner, D., Nussbaumer, S.U. 2008. 19th century glacier representations and fluctuations in the central and western European Alps: An interdisciplinary approach. *Global and Planetary Change*, 60, 42-57.

Anexo

DESCRIPCIONES LITOESTRATIGRÁFICAS

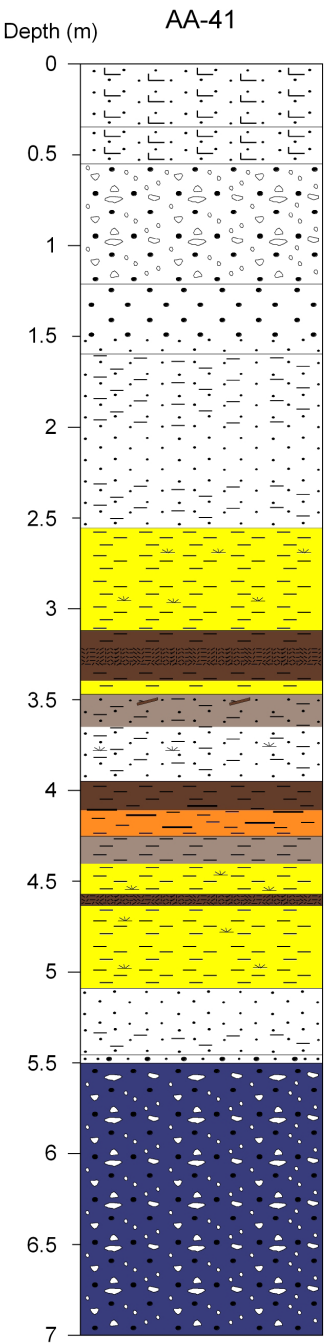
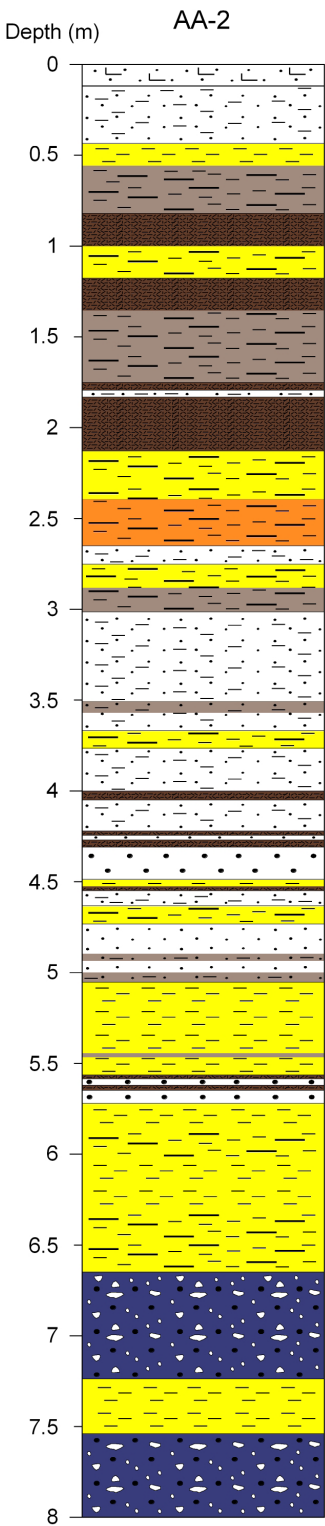
Perfil AP-1. Situación de los sondeos.



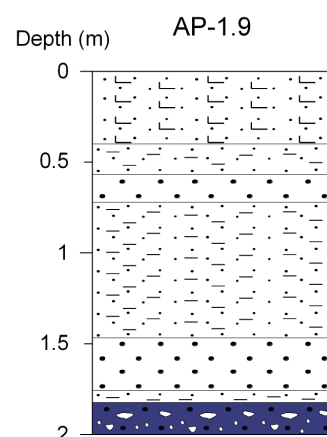
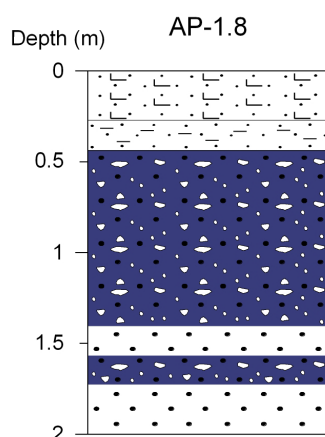
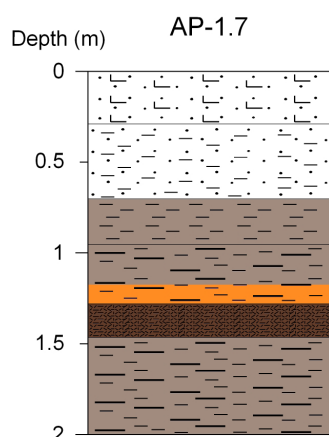
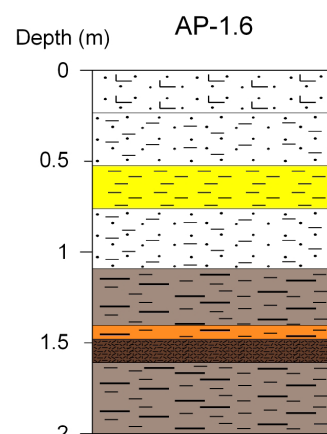
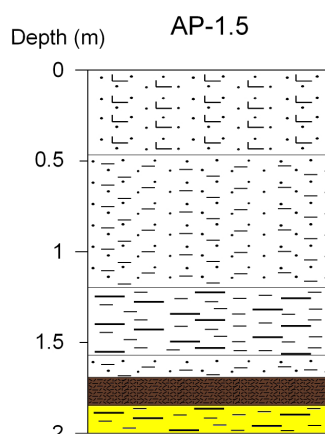
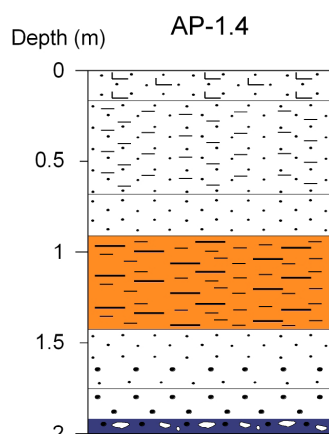
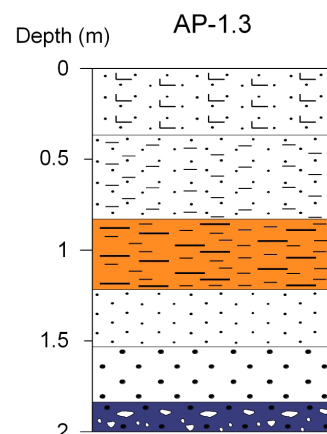
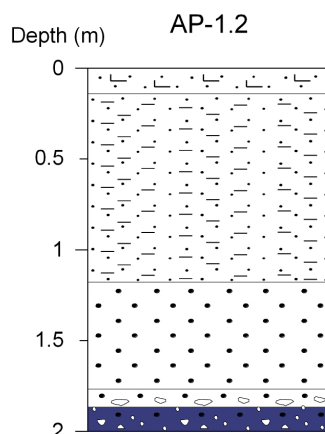
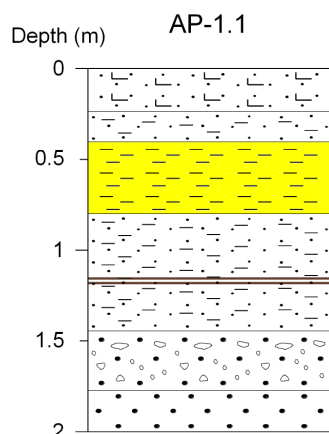
Profile: AP-1

Lithostratigraphy (Field Description)

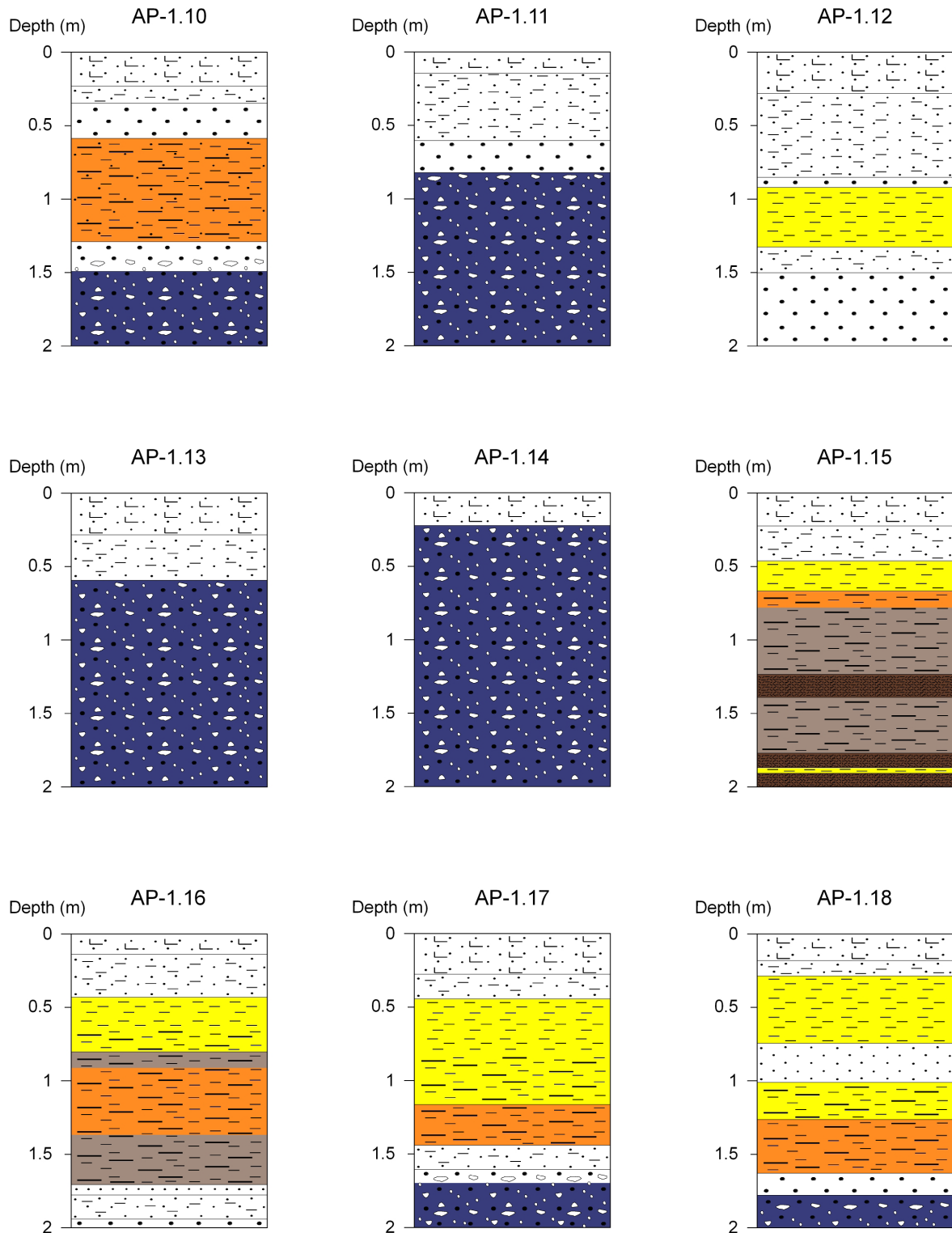
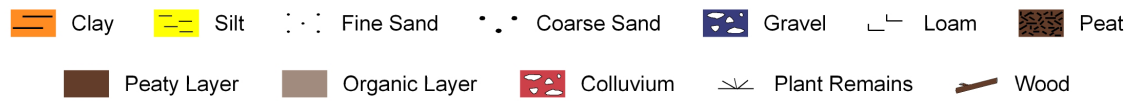
- | | | |
|-------------|---------------|---------------|
| Clay | Gravel | Peat |
| Silt | Colluvium | Loam |
| Fine Sand | Organic Layer | Plant Remains |
| Coarse Sand | Peaty Layer | Wood |



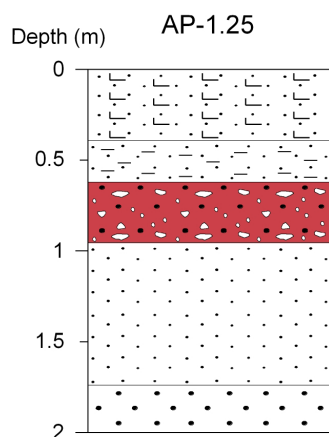
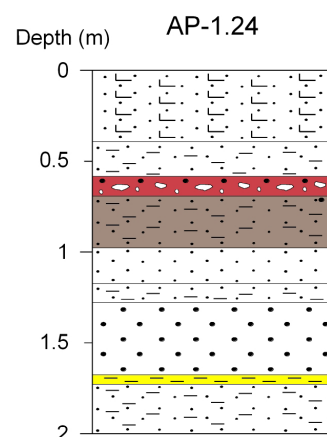
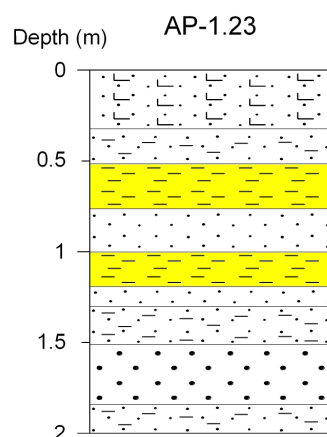
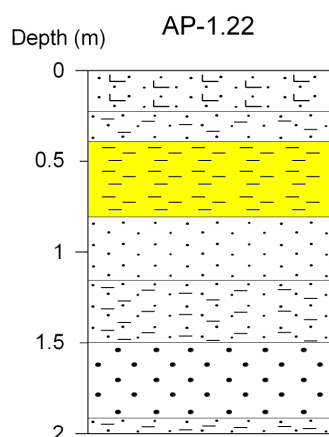
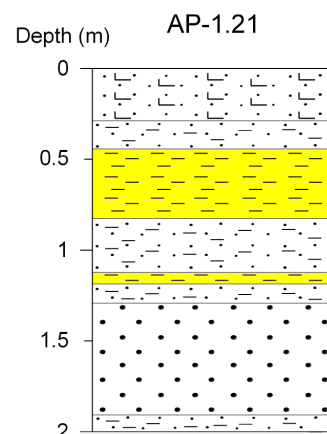
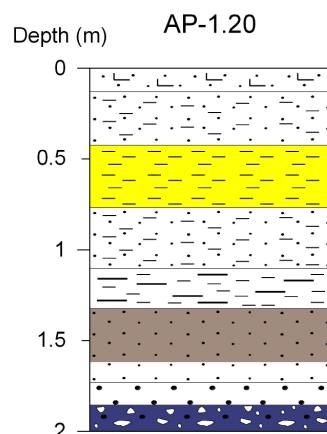
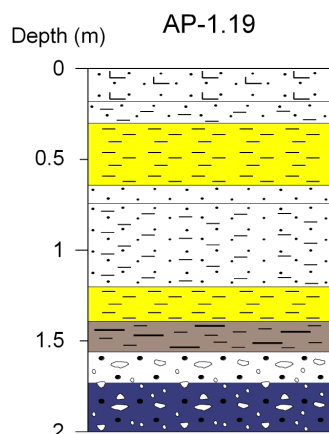
Lithostratigraphy (Field Description)



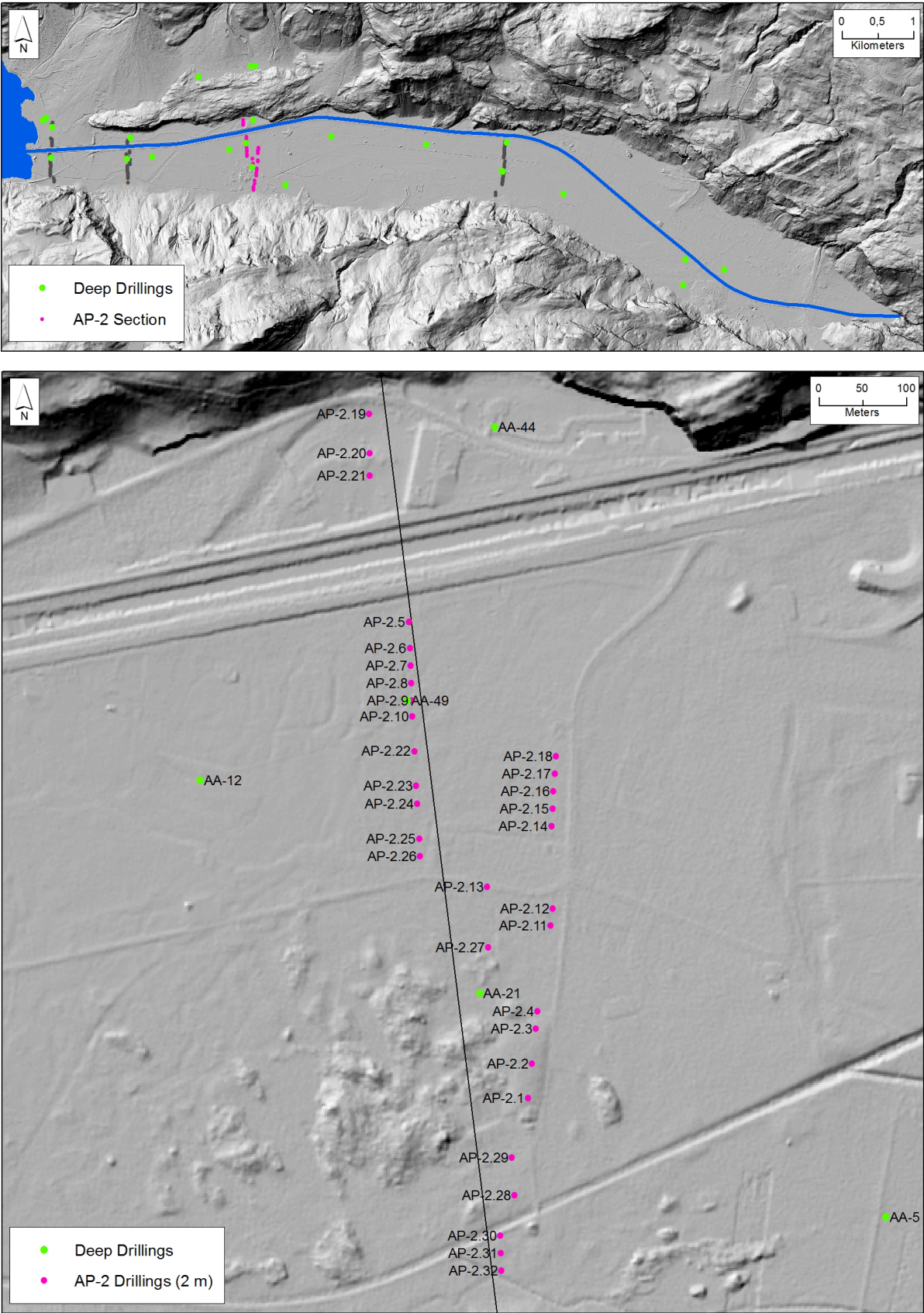
Lithostratigraphy (Field Description)



Lithostratigraphy (Field Description)



Perfil AP-2. Situación de los sondeos



Profile: AP-2

Lithostratigraphy (Field Description)

- Clay

Silt

Fine Sand

Coarse Sand

Loam

Plant Remains
- Gravel

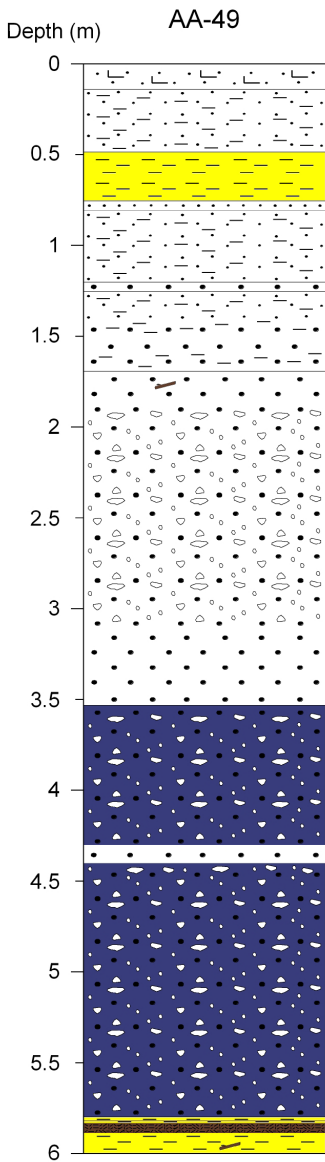
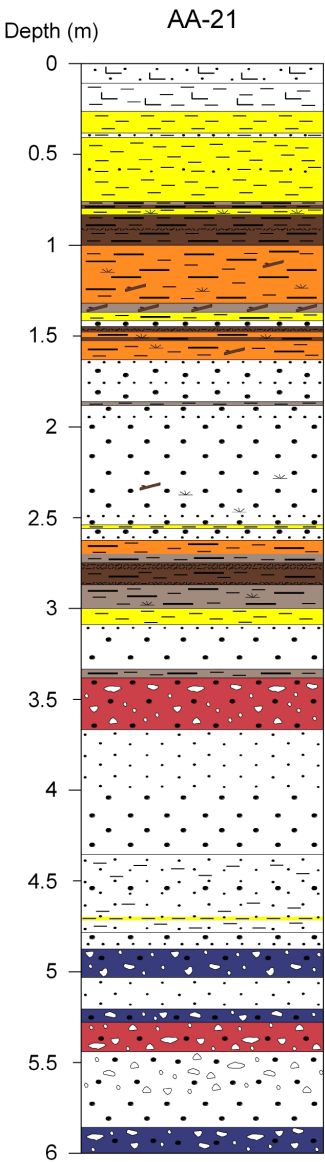
Colluvium

Organic Layer

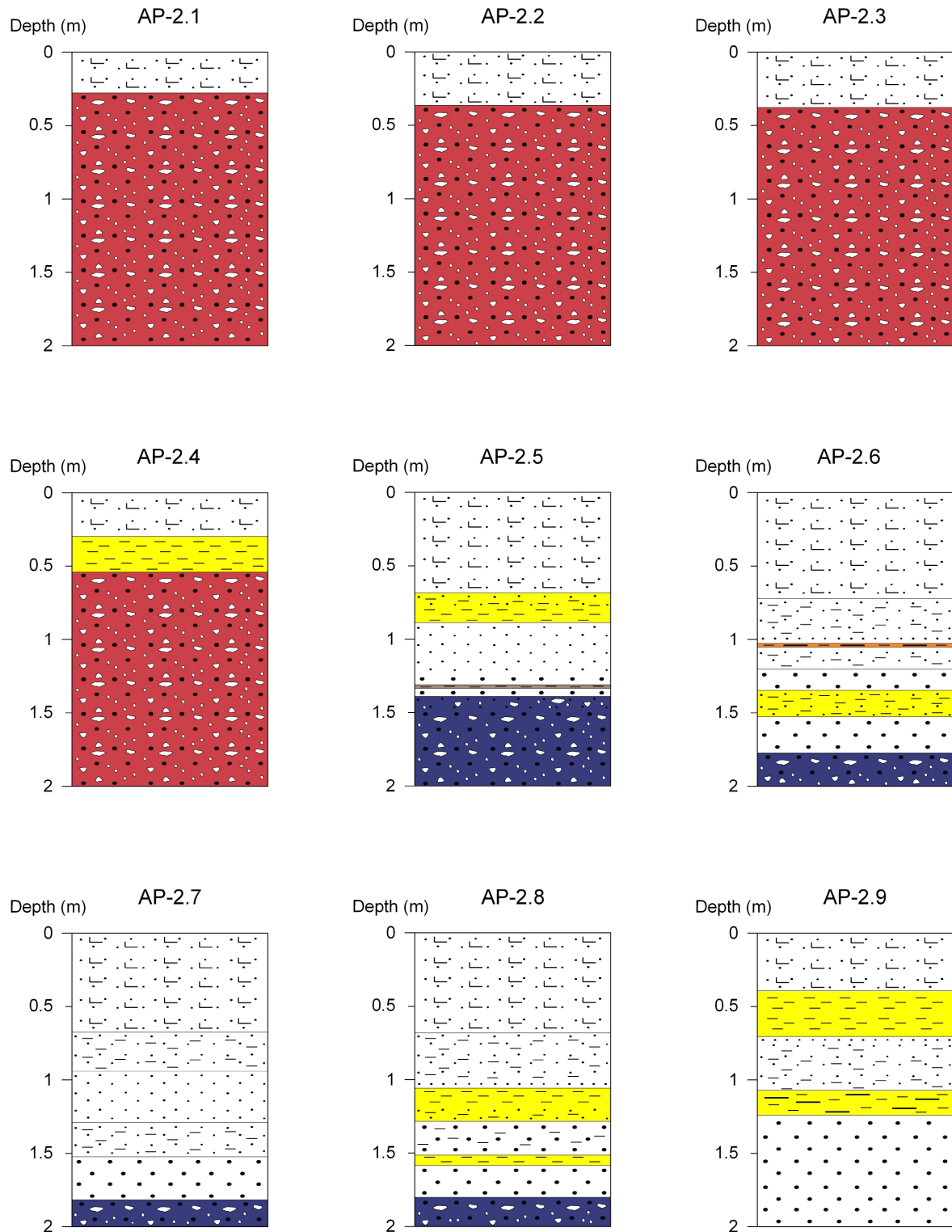
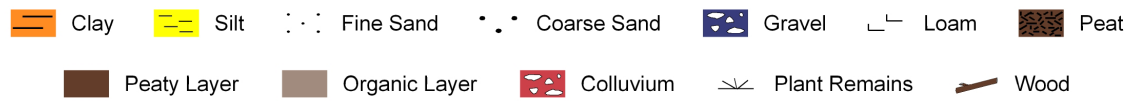
Peaty Layer

Peat

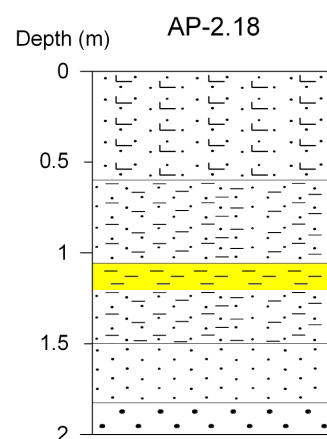
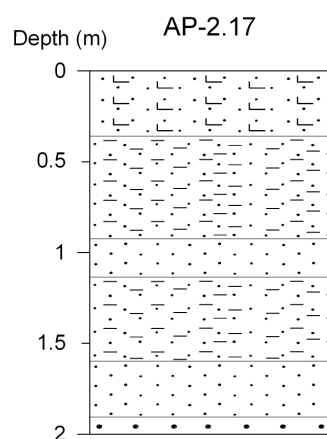
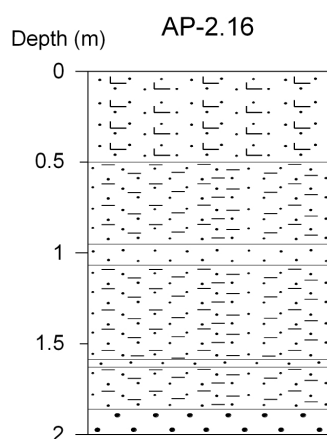
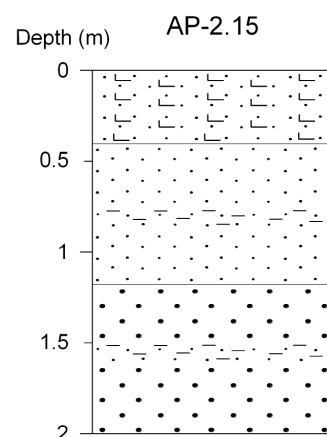
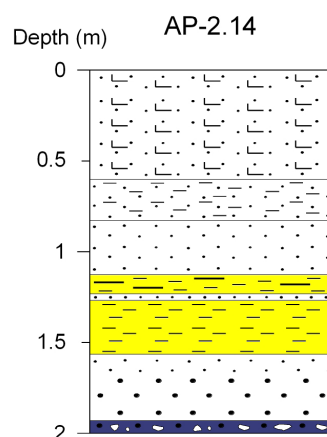
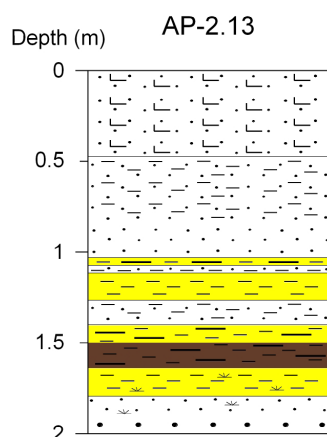
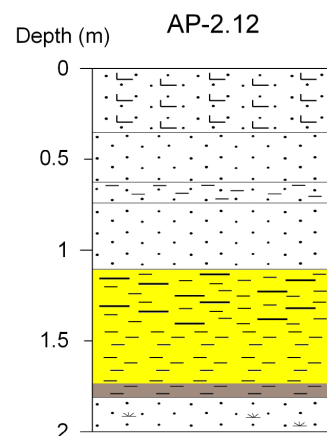
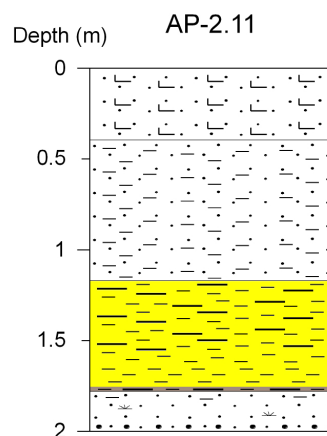
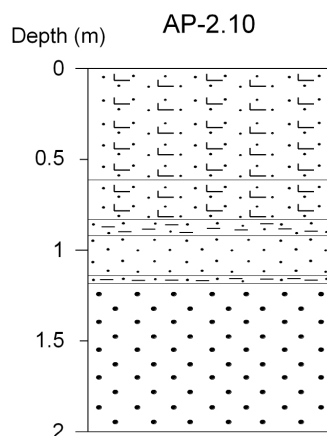
Wood



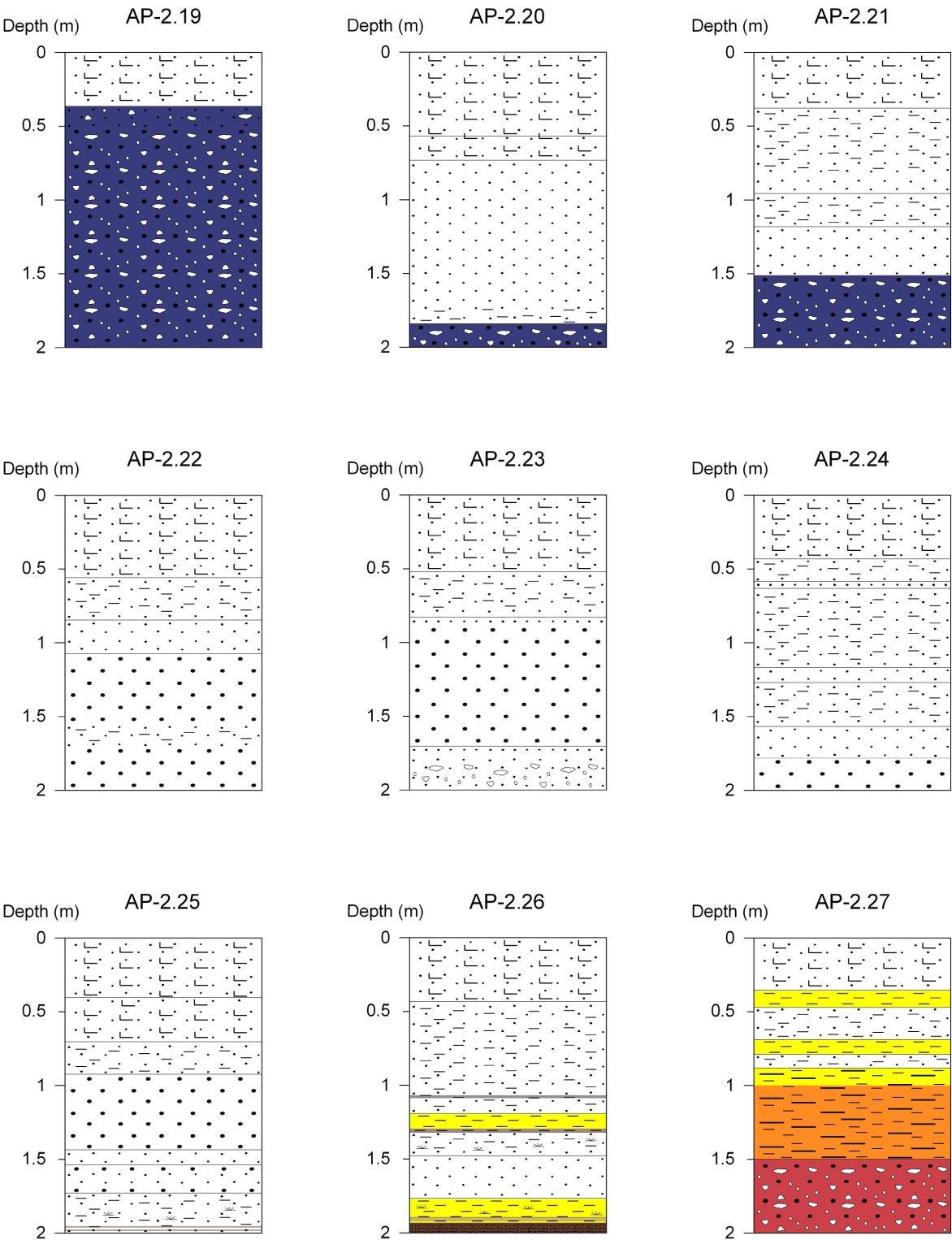
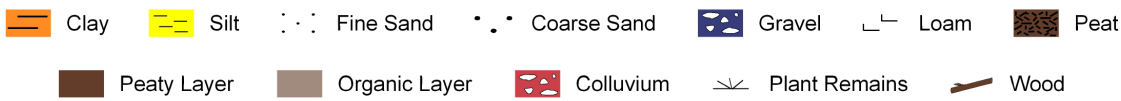
Lithostratigraphy (Field Description)



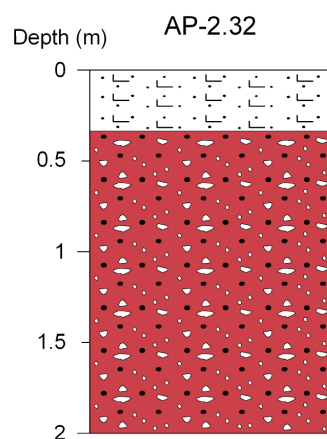
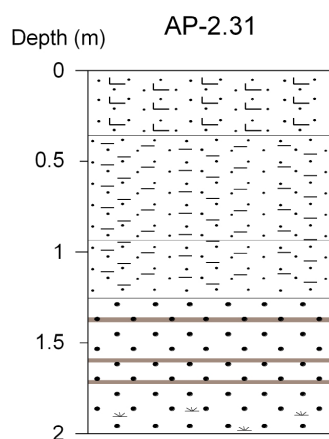
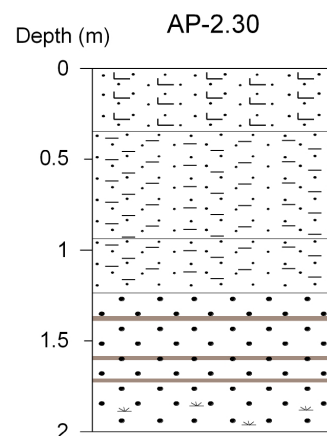
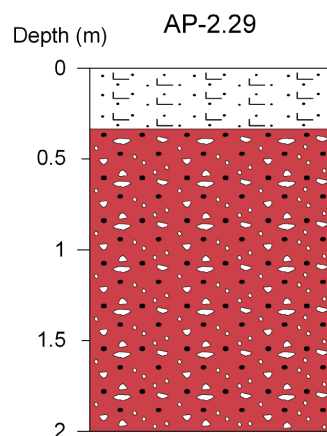
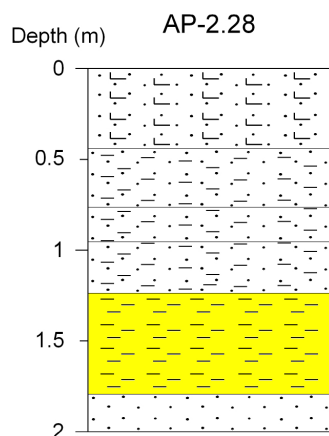
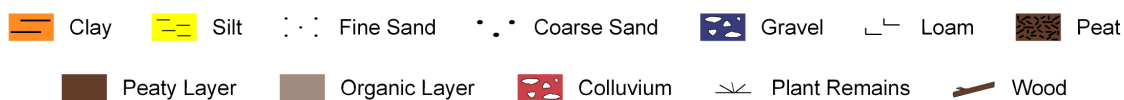
Lithostratigraphy (Field Description)



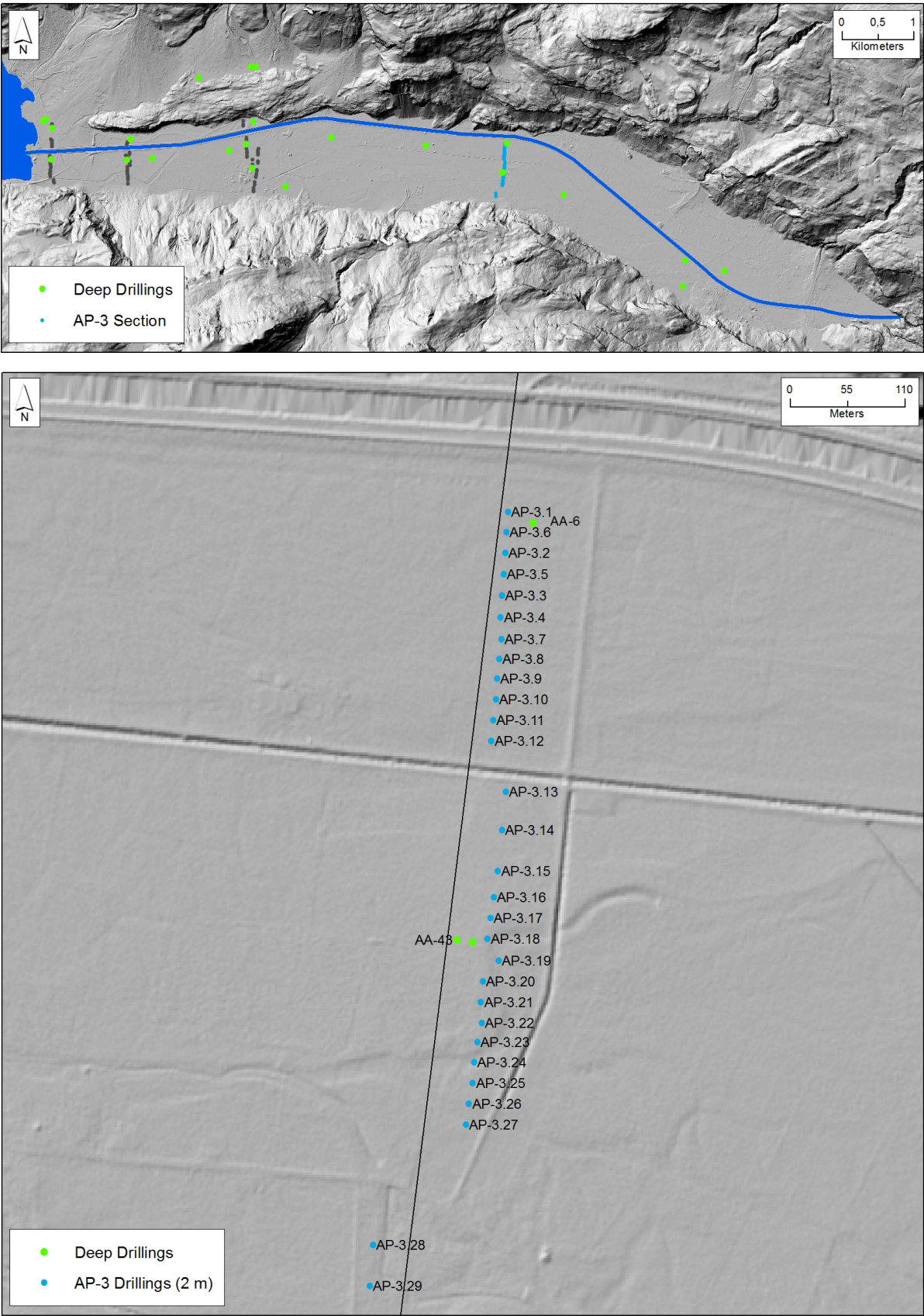
Lithostratigraphy (Field Description)



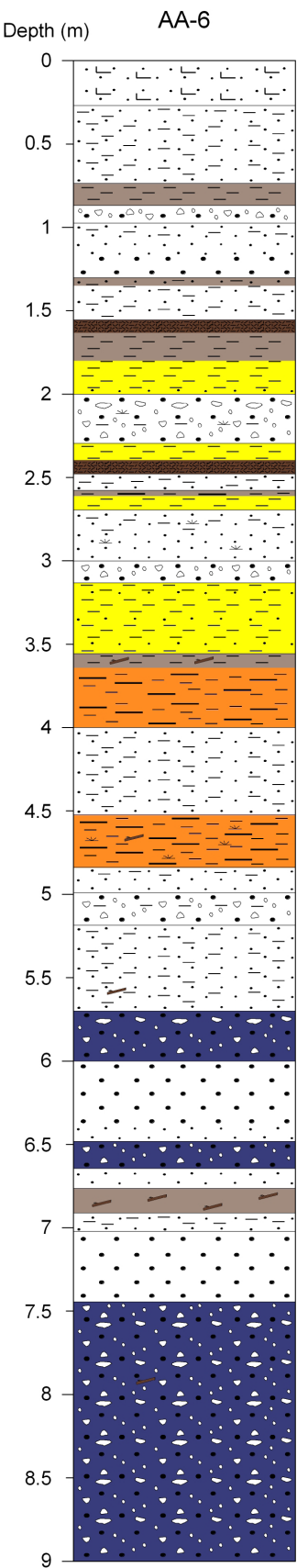
Lithostratigraphy (Field Description)



Perfil AP-3. Situación de los sondeos

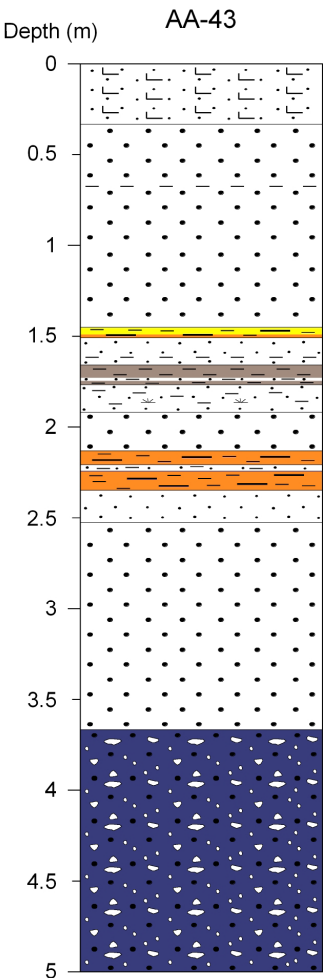


Profile: AP-3

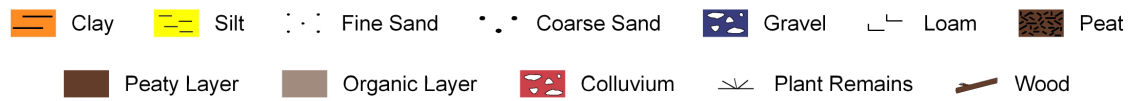


Lithostratigraphy (Field Description)

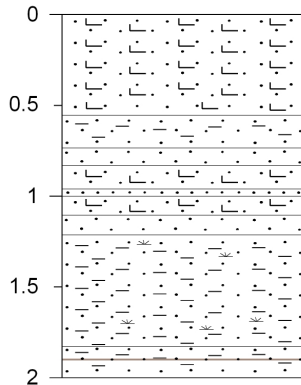
- | | |
|---------------|---------------|
| Clay | Gravel |
| Silt | Colluvium |
| Fine Sand | Organic Layer |
| Coarse Sand | Peaty Layer |
| Loam | Peat |
| Plant Remains | Wood |



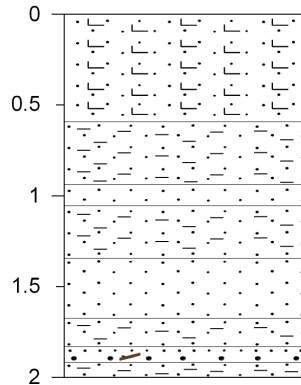
Lithostratigraphy (Field Description)



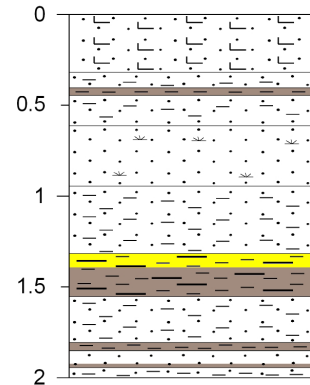
Depth (m) AP-3.1



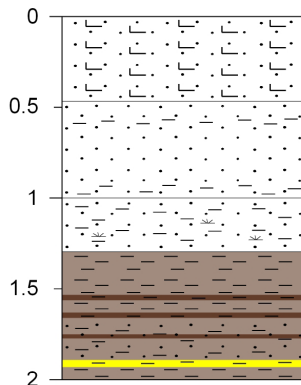
Depth (m) AP-3.2



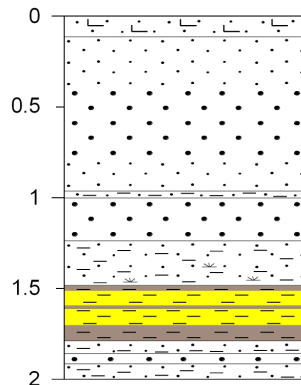
Depth (m) AP-3.3



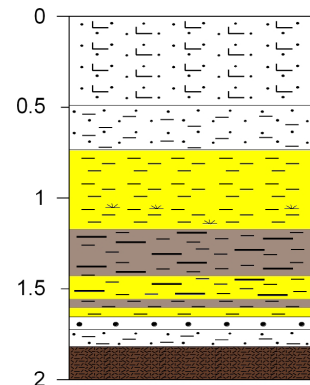
Depth (m) AP-3.4



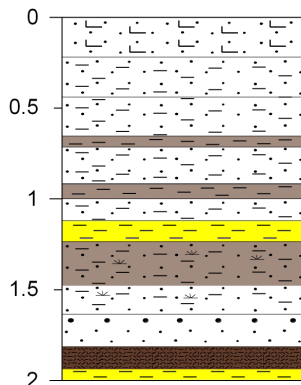
Depth (m) AP-3.5



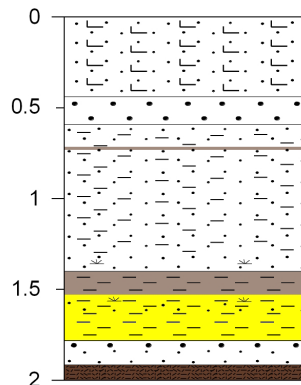
Depth (m) AP-3.7



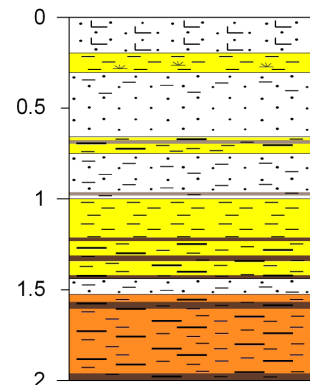
Depth (m) AP-3.8



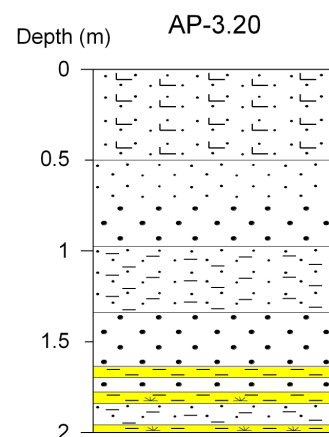
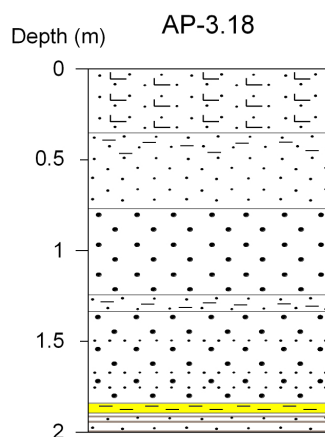
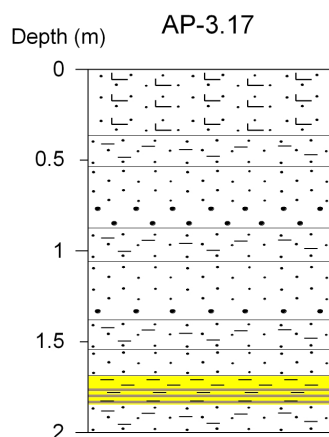
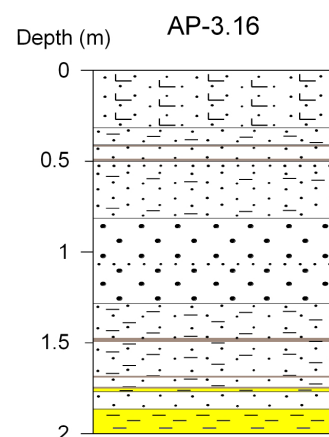
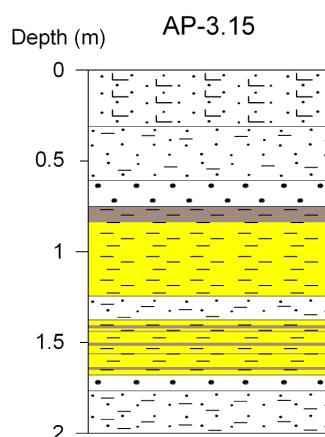
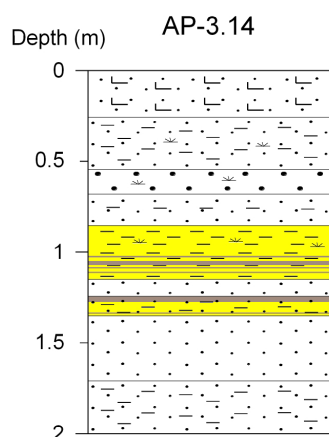
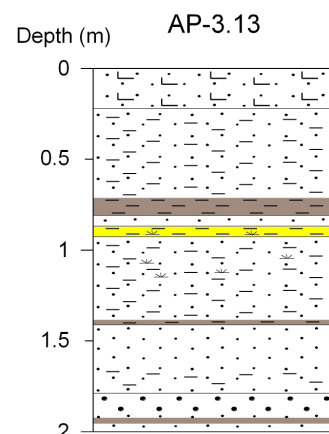
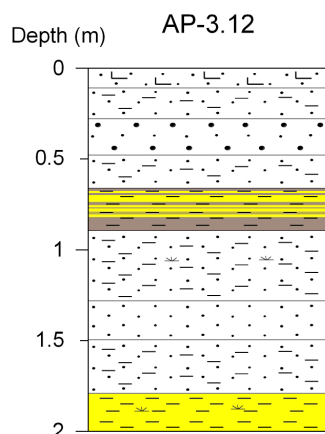
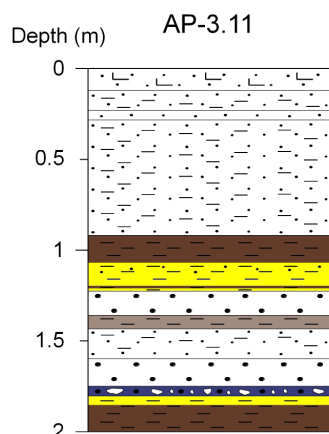
Depth (m) AP-3.9



Depth (m) AP-3.10



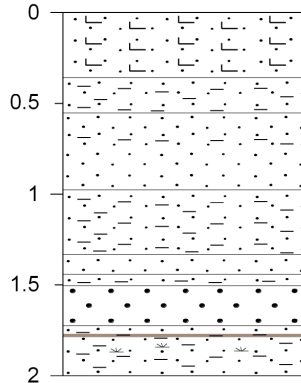
Lithostratigraphy (Field Description)



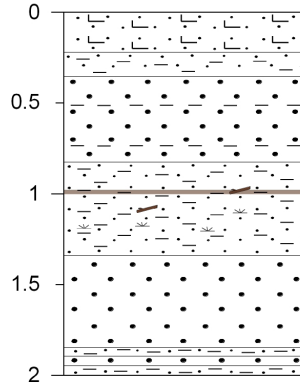
Lithostratigraphy (Field Description)



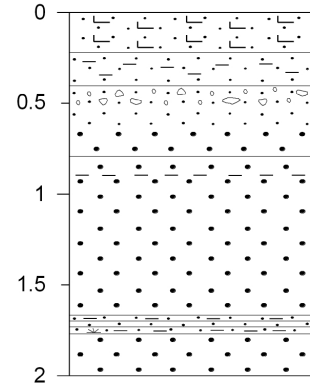
Depth (m) AP-3.21



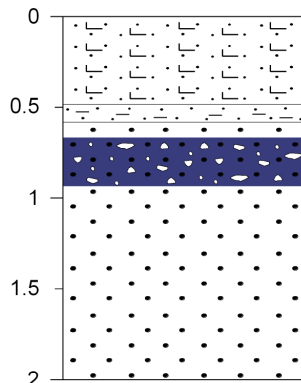
Depth (m) AP-3.22



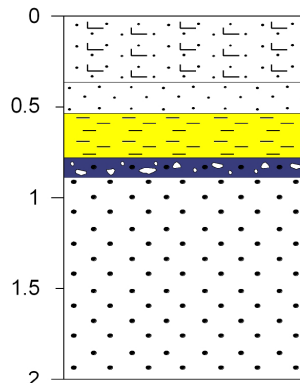
Depth (m) AP-3.23



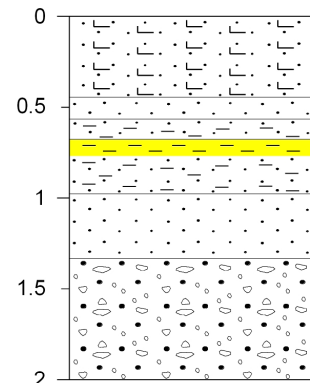
Depth (m) AP-3.24



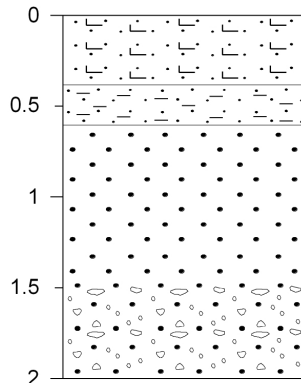
Depth (m) AP-3.25



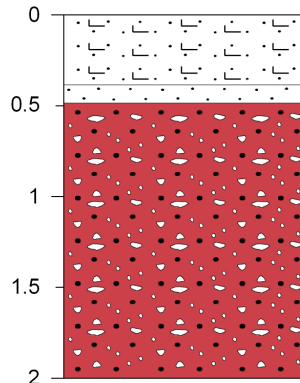
Depth (m) AP-3.26



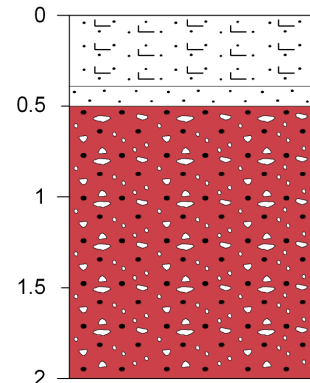
Depth (m) AP-3.27



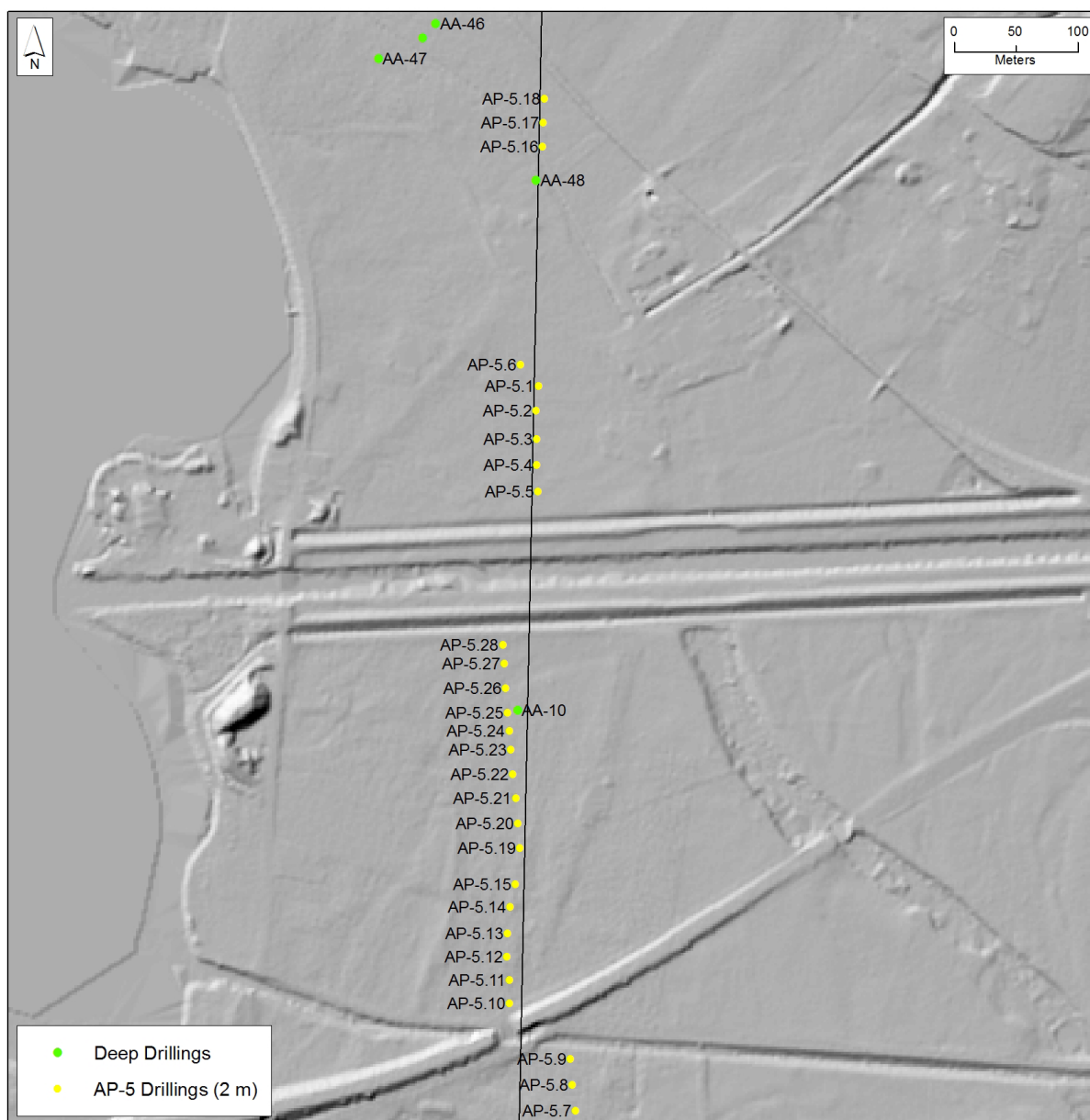
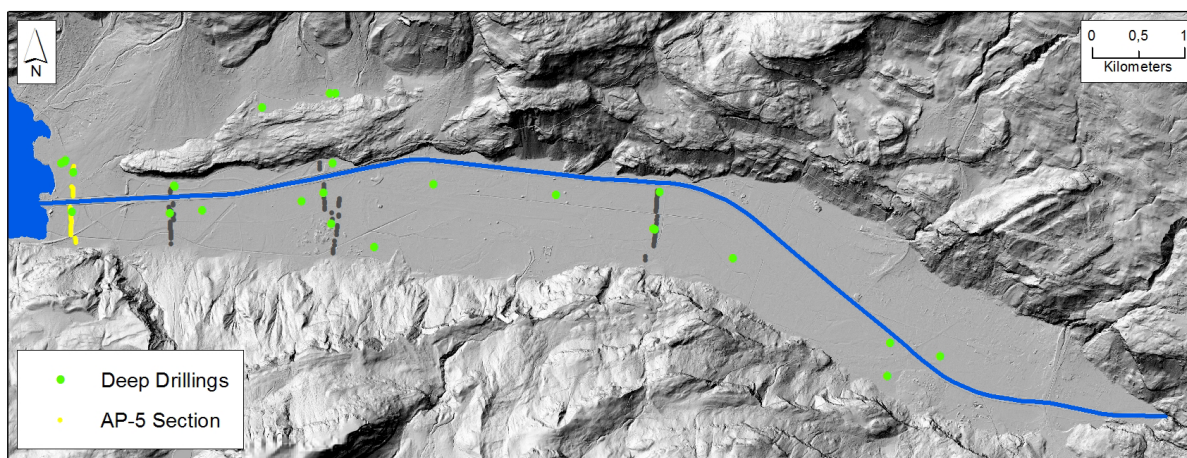
Depth (m) AP-3.28



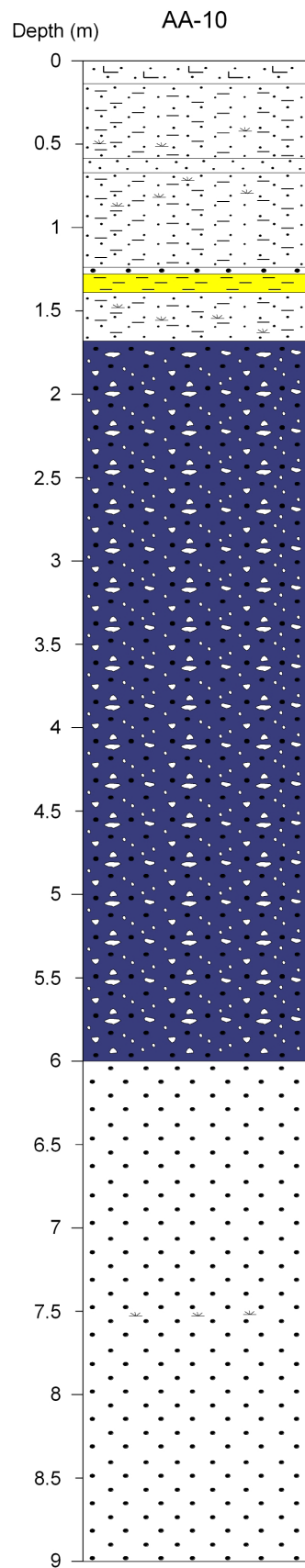
Depth (m) AP-3.29



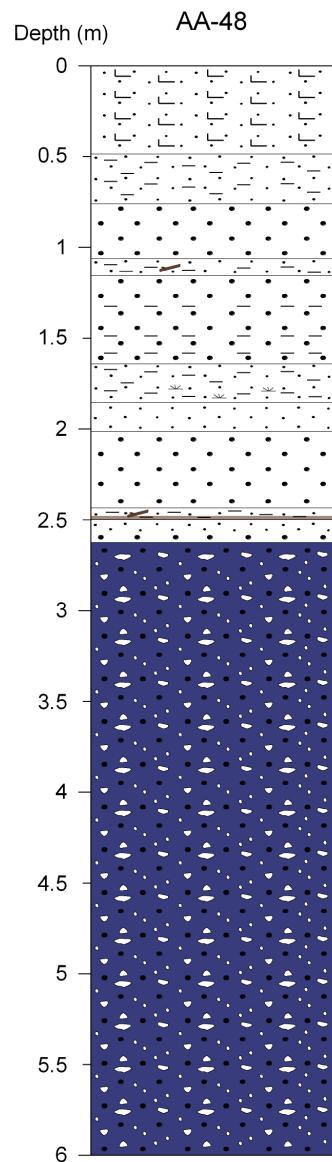
Perfil AP-5. Situación de los sondeos



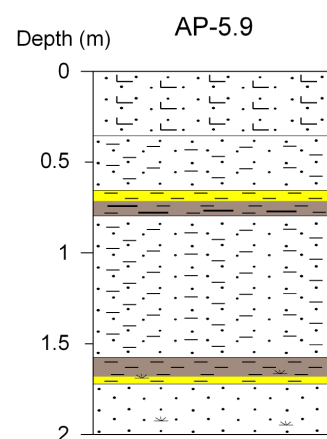
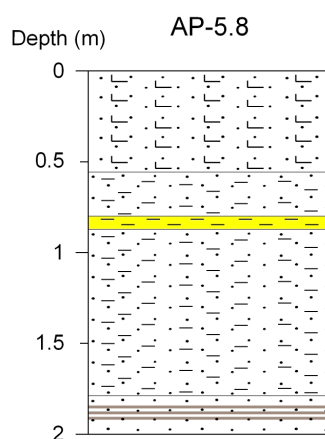
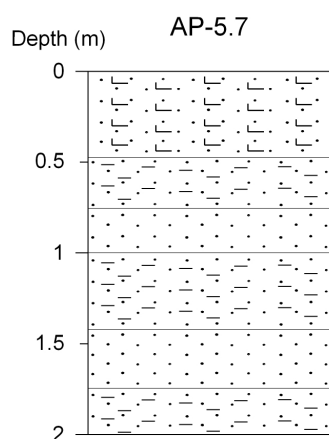
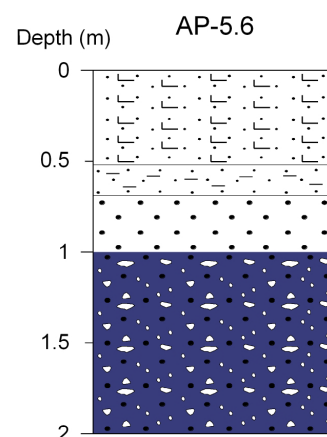
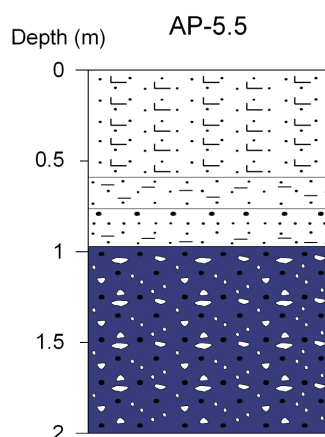
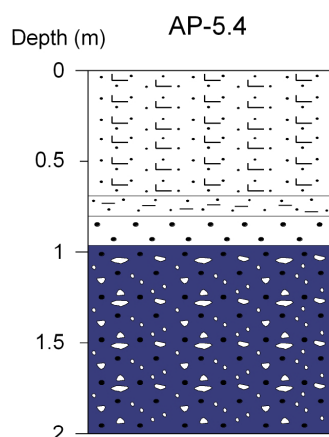
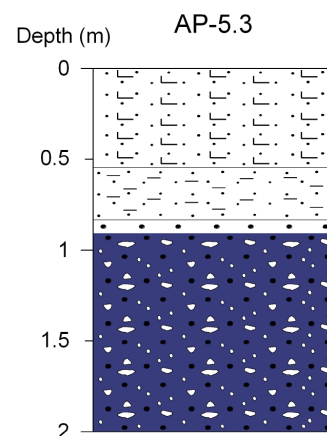
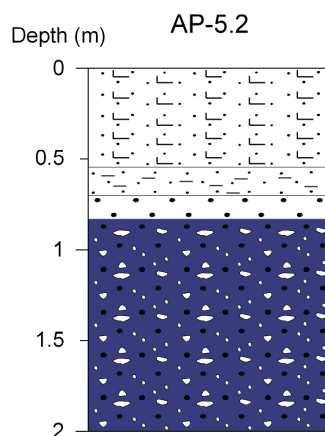
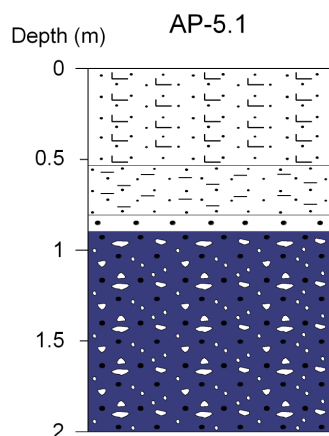
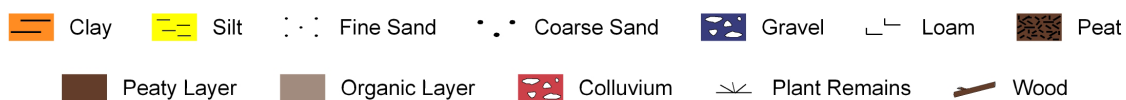
Profile: AP-5



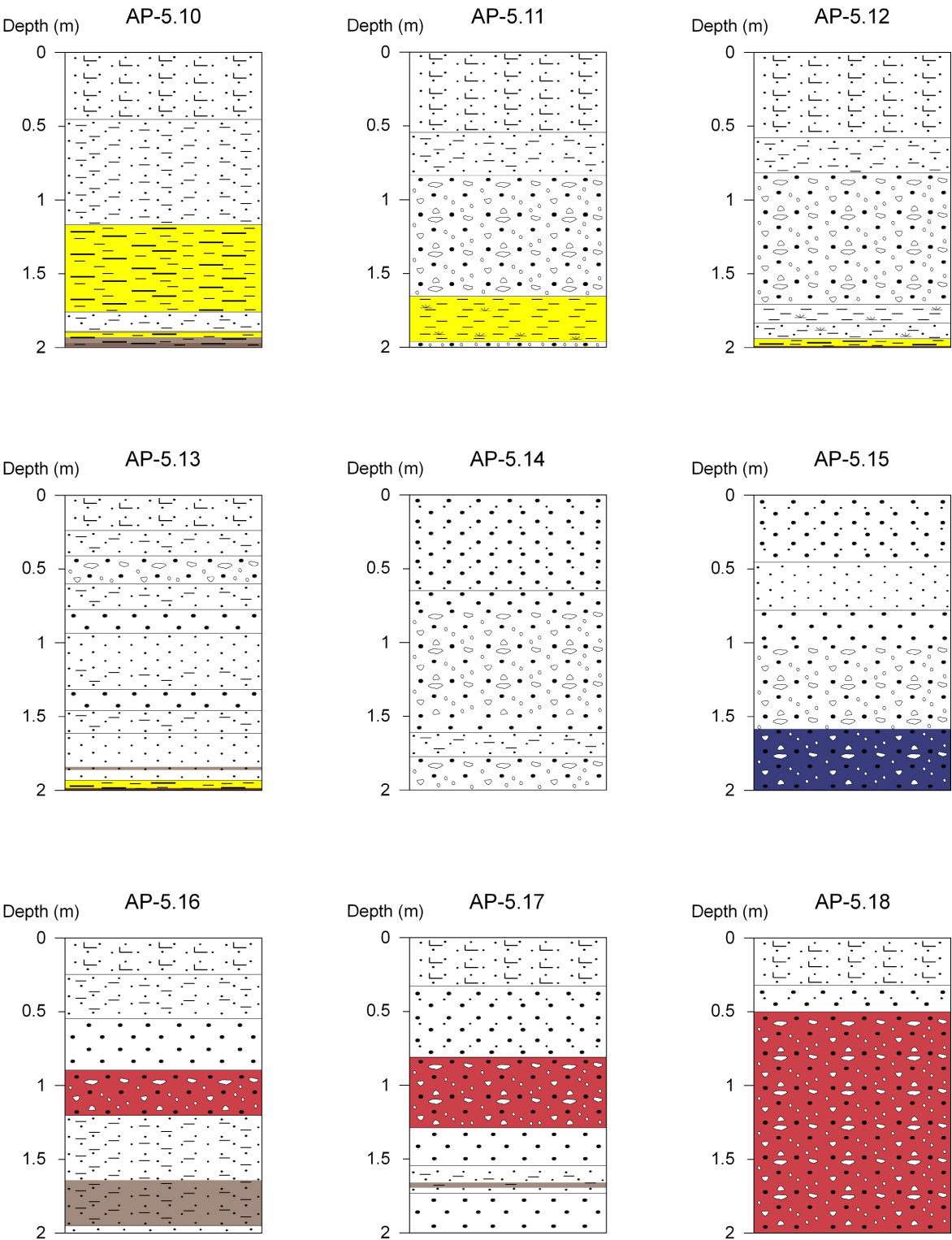
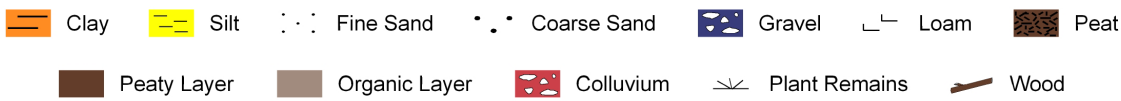
- Lithostratigraphy (Field Description)**
- | | |
|---------------|---------------|
| Clay | Gravel |
| Silt | Colluvium |
| Fine Sand | Organic Layer |
| Coarse Sand | Peaty Layer |
| Loam | Peat |
| Plant Remains | Wood |



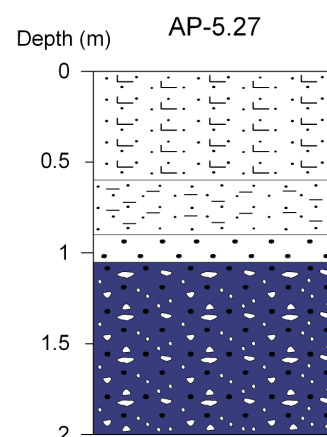
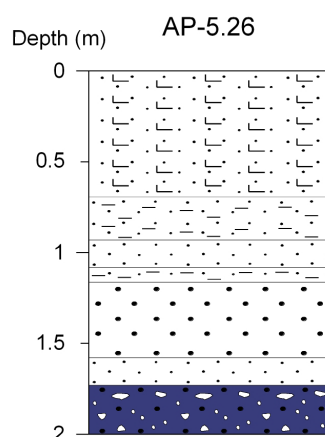
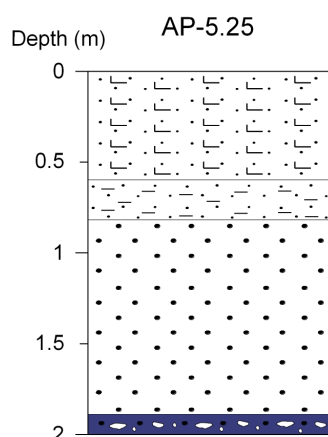
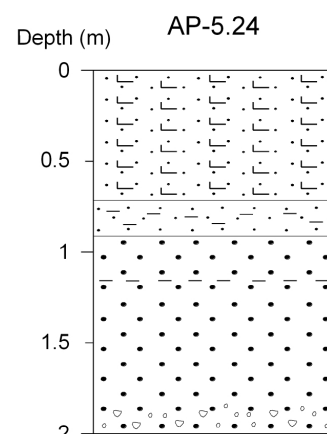
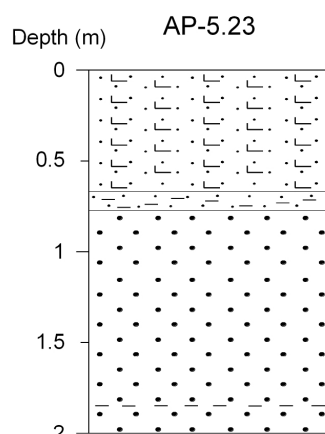
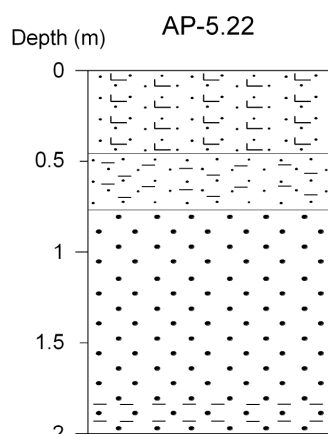
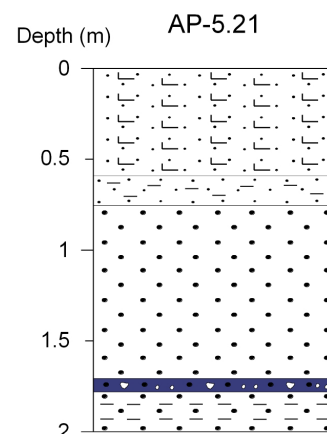
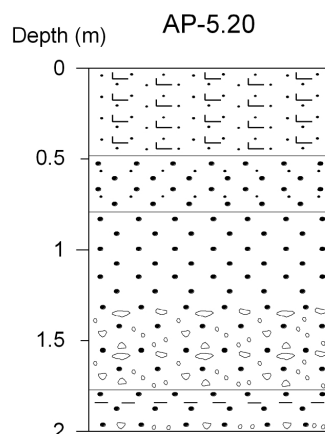
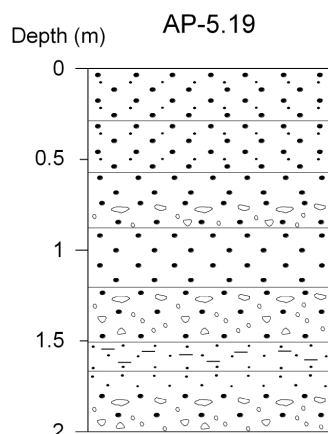
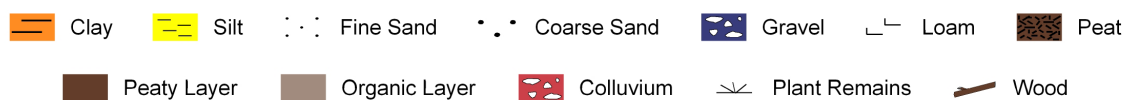
Lithostratigraphy (Field Description)















Lithostratigraphy (Field Description)

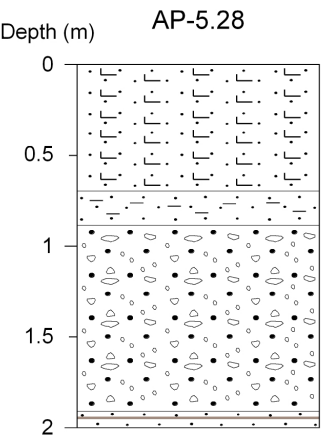


Lithostratigraphy (Field Description)



Lithostratigraphy (Field Description)

-  Clay
-  Silt
-  Fine Sand
-  Coarse Sand
-  Gravel
-  Loam
-  Peat
-  Peaty Layer
-  Organic Layer
-  Colluvium
-  Plant Remains
-  Wood



JAIME LLORCA BALLESTER

TESIS DOCTORAL

Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional

Facultat de Geografia i Història - UB

BARCELONA, 2015

